

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
**Departamento de Geodinámica**



**PALEOCRECIDAS, AVENIDAS RECIENTES E  
HIDROCLIMATOLOGÍA EN LA CUENCA MEDIA Y  
BAJA DEL RIO GUADIANA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**  
**PRESENTADA POR**

**José A. Ortega Becerril**

Bajo la dirección de la doctora:  
Guillermina Garzón Heydt

**Madrid, 2007**

- **ISBN: 978-84-669-3026-0**



DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA  
Facultad de Ciencias Geológicas  
**Universidad Complutense de Madrid**

Tesis Doctoral

**PALEOCRECIDAS, AVENIDAS RECIENTES E  
HIDROCLIMATOLOGÍA EN LA CUENCA MEDIA Y BAJA DEL RÍO  
GUADIANA.**



Inundación de 1997. 4000 m<sup>3</sup>/s



Situación habitual

Jose A. Ortega Becerra  
Madrid, 2007

Directora: Guillermina Garzón Heydt

## INDICE GENERAL

<b>0 Introducción, objetivos, metodología.....</b>	<b>0-2</b>
0.1 Introducción.....	0-2
0.2 Motivación de la tesis.....	0-3
0.3 Planteamiento de partida.....	0-5
0.4 Objetivos y plan de trabajo.....	0-6
0.5 El estado de la cuestión.....	0-8
0.6 Metodología de trabajo.....	0-11
<b>1 Hydroclimatología.....</b>	<b>1-2</b>
1.1 Introducción.....	1-2
1.2 Antecedentes en hydroclimatología.....	1-2
1.3 Datos climáticos. Características meteorológicas de la cuenca.....	1-4
1.4 Tipos de tiempo en la cuenca.....	1-16
1.5 Síntesis de los aspectos más significativos.....	1-35
<b>2 Inundaciones históricas.....</b>	<b>2-2</b>
2.1 Introducción, problemática, limitación de los datos.....	2-2
2.1 Antecedentes de los análisis históricos de crecidas .....	2-2
2.3 Recogida de información.....	2-4
2.4 Relación con el tipo de evento tormentoso.....	2-10
2.5 Magnitud relativa de las inundaciones históricas en la cuenca del río Guadiana .....	2-21
2.6 Síntesis de los aspectos más significativos.....	2-49

<b>3 Estudio de paleocreencias en el río Guadiana.....</b>	<b>3-2</b>
3.1 Introducción y justificación de la zona de estudio.....	3-2
3.2 Antecedentes en hidrología de paleocreencias.....	3-3
3.3 Análisis de paleoavenidas .....	3-5
3.4 Influencia de los embalses en el registro de eventos de crecida.....	3-19
3.5 Estudio de las paleocreencias en el área de Pulo do Lobo.....	3-33
3.6 Estudio de paleocreencias en la zona del Estrecho de las Hoces.....	3-95
3.7 Síntesis de los aspectos más significativos.....	3-134
<b>4 Eventos recientes. La inundación del río Rivillas.....</b>	<b>4-3</b>
4.1 Introducción. Justificación de la zona de estudio.....	4-3
4.2 Antecedentes en el estudio de inundaciones recientes .....	4-4
4.3 Desarrollo urbano de la ciudad de Badajoz. Relación con la inundación...4-7	
4.4 Cronología de la inundación de 1997.....	4-15
4.5 Características físicas de la cuenca.....	4-19
4.6 Meteorología.....	4-37
4.7 Hidrometeorología y estimación de caudales.....	4-49
4.8 Sedimentación y erosión durante la inundación.....	4-105
4.9 Modelización del registro morfosedimentario: Variables energéticas y acciones elementales .....	4-178
4.10 Síntesis de los aspectos más significativos.....	4-191
<b>5 Síntesis y discusión de resultados.....</b>	<b>5-2</b>
<b>6 Conclusiones.....</b>	<b>6-20</b>
<b>7 Referencias bibliográficas.....</b>	<b>7-26</b>
<b>8 Índice de acrónimos y abreviaturas.....</b>	<b>8-46</b>
<b>9 Anexos.....</b>	<b>9-1</b>



---

## **Agradecimientos**

En primer quiero agradecer esta tesis doctoral a mi directora, Mini Garzón, que ha sido capaz de aguantar tantos años la crecida y desbordamiento de estos papeles, ya casi tan añejos como las paleoinundaciones del Guadiana.

Algunas personas, muchas más bien, han colaborado en una parte importante de este trabajo, bien sea acompañándome a la zona de campo, como es el caso de Ángela Alonso, Juan Martínez Goytre, Pedro Muñoz Barco y Ángela Potenciano, quien además ha sufrido conmigo los rigores del frío despacho de la Complutense y de una larga tesis acompañada de un embarazo.

Otros dos compañeros también han compartido despacho, directora y campo. Ángel y en especial Julio Garrote que me asistió con su inestimable ayuda con la estación total. También he de agradecer a Maria Eugenia Moya la compañía en los momentos de crecida en el río Rivillas, cuando no sabíamos si trabajar, asistir psicológicamente a los afectados o huir de las aguas cuando en la noche se oyeron gritos de...”¡¡¡que viene la riada!!!”.

Me gustaría no dejar en el tintero dentro del apartado de colaboraciones científicas en campo a una persona, que sin ser técnico, conoce el río Guadiana como la palma de su mano. Se trata de Valentín Rubio, guarda fluvial de la Confederación Hidrográfica del Guadiana, por su inestimable ayuda en el Estrecho de las Hoces, mostrándome los caminos ocultos a los ojos de un “paleta de ciudad”.

Muchas personas han colaborado acompañándome en los solitarios días de calor, como Natalia Galicia en el Portugal sin sombra, Jose Manuel Bustillos en la sartén de un Badajoz de agosto y en el tórrido Estrecho de las Hoces, María Gaibar, Satur Palencias, Sandra Galicia y Marco A. González (éste último colaborando en una magnífica exploración en piragua por tierras de Luciana, que tuvo nulos frutos científicos, pero la compensación de ver paisajes vedados a los ojos del hombre).

También muchas personas me han ayudado en gabinete o laboratorio, como Guillermo Pinto en el tratamiento de las muestras en el laboratorio de Geodinámica, Agustín Blanco por sus magníficos dibujos y delineación, Carlos Hernández por su ayuda con los MDT ó Conchita Forcat de GEOCYSA por el análisis de las muestras de <sup>137</sup>Cs.

No tardaron en ofrecirme su ayuda en los momentos de atasco con los modelos hidráulicos los doctores Andrés Díez, Gerardo Benito y Varyl Thorndycraft. Me

gustaría agradecer además la ayuda aportada por el Dr. Kyle House del Nevada Bureau of Mines and Geology por su ayuda en la modelización de Pulo do Lobo, a la Dra. Ellen Wohl de Colorado State University por sus comentarios y sugerencias sobre la geomorfología de ríos en roca y a los doctores Jim Hurrell, Tim Osborn y M. Gagan por su ayuda con las series climáticas e índices NAO.

Me gustaría agradecer las correcciones que han hecho de la memoria de tesis a los dos revisores, Juan José Durán del IGME y Alfredo Arche del CSIC, con su ayuda el documento ha mejorado notablemente.

Por último, en el capítulo de lo personal, aunque en ocasiones también científico, me gustaría agradecer a mis compañeros geólogos y amigos, Raúl Pérez, Santiago Nieva y Aitor Quintana su “apoyo” al intentar evitar a toda costa que esta tesis viese la luz, pues la escalada con ellos en los fines de semana se hacia francamente más divertida y sugerente. En el mismo sentido agradezco esa especial liberación de tensiones, que ha conseguido dilatar esto hasta los diez años, a mis amigos y compañeros de descenso de barrancos, al menos con ellos permanecía unido a las crecidas “reales”. También un agradecimiento personal a los compañeros que en este trayecto he tenido, antiguos becarios en la UCM como Silvia o Carmen, profesionales como Juan Carlos García o Ángel Salazar en el IGME o profesores en la UEM, como Ascen Encinas, Carlos H. y otros.

Para el final de agradecer su apoyo, el mayor que puede tener una tesis añeja, a la familia que con su continuo aliento, a veces de Damocles (¿Y como va la t...?), han conseguido que sacase adelante este proyecto: mis padres, hermanos y mi pequeña pero gran familia, María, Nere y en especial a Carlos, que aguantó sin nacer hasta que terminé el documento definitivo.

*De aquello sólo el agua  
perdura. Mortal es  
cuanto no inundó ella, cuanto ella  
no hizo naufragio suyo, muerte suya.  
Subía algunas veces el agua de los ríos  
hasta lo más profundo del desván,  
se hacía en las cortinas un musgo luminoso  
y lo inundaba todo para luego,  
para después o nunca, para cuando  
su presencia nos fuese necesaria  
y nos bastase entonces con recordarnos agua,  
con recordarnos sueño de arenas o de espuma:  
agua o memoria suya.  
Y con ello salvarnos.*

Pedro A. González Moreno

Poesía para salvar ríos

*Índice del capítulo*

<b>0.1</b>	<b>Introducción.....</b>	<b>0-2</b>
<b>0.2</b>	<b>Motivación de la tesis .....</b>	<b>0-3</b>
<b>0.3</b>	<b>Planteamiento de partida .....</b>	<b>0-5</b>
<b>0.4</b>	<b>Objetivos y plan de trabajo .....</b>	<b>0-6</b>
0.4.1	Objetivos generales.....	0-6
0.4.2	Objetivos concretos.....	0-7
<b>0.5</b>	<b>El estado de la cuestión.....</b>	<b>0-8</b>
0.5.1	Antecedentes generales de la cuenca de estudio .....	0-9
<b>0.6</b>	<b>Metodología de trabajo .....</b>	<b>0-11</b>
0.6.1	Fase 1: análisis hidroclimático y de eventos históricos.....	0-13
0.6.2	Fase 2: análisis paleohidrológico del Guadiana.....	0-14
0.6.3	Fase 3: las inundaciones recientes en el río Rivillas .....	0-18

## **0 Introducción, objetivos, metodología**

### **0.1 Introducción**

La cuenca del río Guadiana es una de las grandes cuencas de los cinco ríos Ibéricos. Por su localización, en la zona SW de la península, una de las zonas menos pobladas, y por sus características climáticas, con bajos valores de pluviometría, quizás estamos ante una de las cinco grandes arterias fluviales, pero su caudal medio, medida de la importancia de un río, es superado por el resto. Este hecho, unido a la distancia geográfica que tradicionalmente lo ha separado de los organismos de investigación (universidades principalmente hasta la creación de las universidades Extremeñas), hace que la falta de estudios en el río sea notable, y que los trabajos sobre inundaciones lo sean aún más.

Lejos de ser un río tranquilo, el Guadiana ha presentado grandes crecidas históricas, algunas de ellas merecedoras incluso de viajes de reyes o ministros, como la de 1876. Las inundaciones en el río principal eran las más sentidas, pues la aridez de la zona hacía que todo el desarrollo girase en torno a él. Las conocidas vegas bajas, ya en zona extremeña, eran de las zonas más fértiles de España y por supuesto ocupaban la llanura del Guadiana con cultivos, y lo que es más importante, con poblaciones que se asentaban en las orillas. Otras zonas del río históricamente más despobladas, como la cuenca media y alta, fueron recolonizadas durante la postguerra civil española para poner en marcha el Plan Nacional de Regadíos. Surgen así nuevos usos del territorio, nuevos pueblos, y cambia por ello la vulnerabilidad del territorio. Pero sobre todo, lo que afecta más a toda la cuenca es la construcción de grandes embalses con los que almacenar agua para los nuevos regantes; surgen a mediados del siglo XX los embalses de Cíjara, García Sola y Orellana, a los que siguieron más tarde los embalses de Serena y sobre todo ya en tiempos recientes, el embalse de Alqueva, en Portugal. Esta situación modifica el régimen de crecidas, sobre todo como ya veremos, las de baja frecuencia, y altera de manera notable el equilibrio de la cuenca.

Pero las crecidas no solo han existido en el río Guadiana. Hay afluentes que históricamente han mostrado elevada siniestralidad, como el río Amarguillo en Consuegra, el río Córcoles en Socuéllamos y el Veguilla en Valdepeñas, por mostrar

algunos ejemplos en el alto Guadiana; los ríos Gévora o Albarregas, en la cuenca media-baja; los ríos Oeiras, Olivenza u Odiel para la cuenca baja. Es cierto que las crecidas en los afluentes son menos notables en el registro histórico, pues los asentamientos de población se hacían tradicionalmente fuera de las zonas más peligrosas, y también debido a la falta de cronistas en núcleos pequeños.

En estas cuencas pequeñas las crecidas han aumentado notablemente en los últimos años, no sólo en el río Guadiana, sino en toda la Península, sobre todo por las intensas transformaciones que ha sufrido el territorio. Las ciudades se internan cada vez más en terrenos del río, abandonando los asentamientos seguros y en alto por las vegas fluviales donde la construcción es más sencilla. El cambio en la vulnerabilidad del territorio hace necesario un estudio de estas zonas, pues los cambios a veces no son perceptibles a ojos del hombre y mucho menos de los habitantes de las viviendas, que en muchas ocasiones nunca han residido allí y no tienen ninguna percepción del riesgo.

La presente tesis doctoral intentará mostrar un análisis desde dos puntos de vista, la de un gran sistema fluvial como el Guadiana, pero también la de los pequeños ríos que son afluentes de éste. Muchos condicionantes influyen en sus diferencias y similitudes; sin duda uno de los mayores es el climático que, como veremos, controla las condiciones meteorológicas y por ende su expresión en tierra, las inundaciones. Estas serán abordadas desde una perspectiva histórica o inclusive paleohistórica, pero también desde una óptica reciente, marco de las crecidas actuales.

## **0.2 Motivación de la tesis**

Las avenidas del río Guadiana son uno de los asuntos pendientes de la investigación geomorfológica fluvial en España, siendo como es uno de los ríos principales. Los trabajos existentes abordan de forma puntual problemas concretos, como canalizaciones, construcción de presas o estudios para la defensa de poblaciones, pero ninguno de ellos acomete las inundaciones en la cuenca de forma totalizadora. La cuenca es importante pues controla la entrada de gran parte de los frentes húmedos atlánticos, al menos los que llegan desde el W y SW. Las causas de la falta de trabajos se deben sobre todo a la escasa densidad de población de las provincias de Ciudad Real y Badajoz en España y el Alentejo en Portugal. Muy pocos son los ríos afectados, y no



precisamente por la ausencia de crecidas en ellos, sino por la gran variabilidad poblacional, muy concentrada en las vegas del Guadiana o en grandes ciudades.

Otra gran cuestión de partida se refiere a la forma de abordar los trabajos sobre inundaciones. De forma clásica se acometen estudios centrados de forma independiente en inundaciones históricas, o en crecidas concretas o en la influencia de éstas en la geomorfología del río, estudiando las crecidas más como una herramienta de cambio morfológico que como un proceso en sí mismo.

Las nuevas perspectivas de trabajo que se proponen en la actualidad por parte de la comunidad científica intentan ver el proceso de una forma totalizadora, desde las condiciones meteorológicas que las originan a los cambios que generan. Buena muestra de ello son las nuevas disciplinas, como por ejemplo la hidroclimatología. El estudio de las paleoinundaciones, comúnmente empleado para estimar magnitud y frecuencia pocas veces se usa para completar el registro histórico y aparece aquí como una indispensable y potente herramienta, pues no tenemos hoy en día otra fuente de información a la que recurrir. En este contexto, la interpretación del clima reciente y sobre todo del clima pasado es posible gracias a la contribución de este tipo de técnicas.

Estas dos situaciones de partida nos llevaron al estudio de las inundaciones en este gran río, que mostró contener una muy interesante variedad geomorfológica de ambientes, con grandes vegas, meandros y sobre todo, cañones. La presencia de abundantes tramos en roca ha sido imprescindible para abordar el trabajo paleohidrológico, pues como se verá más adelante esta es una de las condiciones indispensables que aseguran una cierta estabilidad en el tiempo.

Uno de los primeros planteamientos fue encontrar zonas con depósitos de remanso en las que realizar paleohidrología, cuestión difícil para la cuenca alta por la falta de zonas en roca con posibilidad de crear separación en el flujo y ambientes en los que depositarse. Se recorrieron muchos kilómetros de río infructuosamente, hasta llegar al lugar denominado Pulo do Lobo, donde fijamos una de las primeras zonas de trabajo. Posteriormente encontraríamos el segundo de los afloramientos con depósitos de remanso, el Estrecho de las Hoces en Ciudad Real.

Pero sin duda el hecho que ha marcado esta tesis es la ocurrencia de la crecida del río Rivillas durante el periodo de trabajo de campo. Aunque se trataba de una crecida

reciente, se presentaba una buena oportunidad de poner en práctica parte de la metodología empleada para las crecidas antiguas, realizando buenos contrastes con datos de primera mano. Además, ésta nos permitía la aproximación a la problemática de las pequeñas cuencas no aforadas y en general ausentes de registro histórico.

### **0.3 Planteamiento de partida**

Ya se ha indicado la escasez de trabajos científicos que abordan las inundaciones en la cuenca. En una revisión exhaustiva no hemos encontrado trabajos sobre hidroclimatología en la cuenca que permitan conocer los mecanismos de generación de crecidas. Sí que existen algunas recopilaciones sobre inundaciones históricas, pero sobre todo se trata de trabajos en la cuenca alta y media, y falta la importante información histórica de Portugal, pues no existen recopilaciones sistemáticas equivalentes al trabajo de la Comisión Nacional de Protección Civil en España para el estudio de las inundaciones.

En la cuenca alta y media sin embargo, el déficit lo hemos detectado para la información instrumental, pues la red foronómica del río Guadiana presenta una mala calidad de sus registros, que en su mayoría están incompletos o cuentan con series temporales con poco desarrollo. No es el caso de Portugal, que cuenta con series más antiguas y completas.

Respecto a los trabajos sobre inundaciones en el río Guadiana, no existen muchos, pero los existentes se centran en el análisis de riesgo, sobre todo para las grandes ciudades, o en su mayoría se realizan para eventos concretos, no de una forma global. En Portugal se han publicado en los últimos años algunos trabajos, más centrados en inundaciones de algunos afluentes, como el Ardila, que en el río principal.

El evento de noviembre de 1997, uno de los estudiados en la presente tesis, que afectó al río Rivillas, se caracterizó desde un punto de vista ingenieril (CEH, 1998), esto es, para obtener el caudal máximo del evento y no tanto desde un punto de vista geomorfológico. La importante influencia antrópica en este tipo de inundaciones en ríos que atraviesan grandes ciudades es otro aspecto que justifica esta tesis doctoral. Tampoco existe un inventario de los depósitos efímeros de una *flashflood*. De los trabajos consultados se puede obtener la descripción de algunas de estas formas de

depósito o erosión, pero no se ha realizado una recopilación general. La citada crecida de 1997 supuso por tanto una buena oportunidad.

Respecto a las crecidas del río Guadiana, la única información disponible de caudales es la foronómica, que en el mejor de los casos llega hasta mediados del siglo XX, y casi siempre con ausencia de datos de caudal máximo instantáneo, una de las herramientas para extender la información de caudales máximos a eventos más antiguos es mediante el trabajo con paleocrecidas. No existen en la cuenca del río Guadiana trabajos a este respecto, y por tanto era una buena oportunidad de estudio aplicar estas técnicas.

Por último, la cuenca baja ha sufrido importantes cambios en su historia geológica reciente. No se conoce bien la evolución Holocena del río Guadiana desde la zona media a la desembocadura; tampoco la distribución espacial de los materiales terciarios y cuaternarios. La información existente aborda la evolución en base a la geomorfología costera o del estuario del río y nunca estudiando los propios depósitos fluviales o su geomorfología.

#### **0.4 Objetivos y plan de trabajo**

Se han dividido los objetivos de la presente tesis doctoral en dos grupos. Por un lado, los objetivos generales, que pretenden completar las dos grandes lagunas ya señaladas anteriormente, y por otro, unos objetivos más concretos, encaminados a mejorar el conocimiento de problemas puntuales.

##### **0.4.1 Objetivos generales**

- El primer objetivo es aportar datos de paleoinundaciones en la cuenca para la contrastación del registro histórico y su recurrencia
- El segundo objetivo es caracterizar avenidas concretas en pequeñas cuencas y su significado e integración en el registro histórico

Ambos tienen como un tercer objetivo final, la integración de la información aportada para mejorar el conocimiento climático y paleoclimático de las avenidas

#### 0.4.2 Objetivos concretos

*En relación con la hidroclimatología:*

- Conocer la relación inundación-meteorología local a través del estudio de las inundaciones históricas. Para ello se describirán los principales tipos de fenómenos meteorológicos que dan lugar a inundaciones en la cuenca
- Mejora del conocimiento de los patrones climáticos que rigen la ocurrencia de eventos extremos, incidiendo en las diferencias según su escala
- Detectar cambios en los patrones climáticos y determinar el posible cambio climático

*Entre los objetivos ligados a las inundaciones históricas:*

- Conocer las inundaciones históricas en la cuenca
- Caracterizar las inundaciones del pasado a través de parámetros como momento de ocurrencia y estacionalidad

*Los objetivos relacionados con las inundaciones en pequeñas cuencas son:*

- Aplicación del conocimiento de eventos históricos a eventos recientes. Análisis de toda la información posible aportada por una inundación reciente para conocer los efectos de un sistema de mesoescala en una cuenca de pequeño tamaño
- Caracterización de un evento de *flashflood* en una cuenca de pequeño tamaño muy antropizada desde el punto de vista geomorfológico y de sus posibles cambios; sedimentológico, con la clasificación, cartografía y descripción de los distintos elementos morfosedimentarios aparecidos; hidrológico-hidráulico, intentando emplear técnicas paleohidrológicas para estimar el caudal máximo de la crecida; y por último, caracterizar las modificaciones antrópicas y sus principales efectos en la cuenca

*Y por último, los objetivos ligados a las grandes inundaciones en el río Guadiana y a la paleohidrología:*

- Aplicación de técnicas paleohidrológicas para detección de eventos no registrados o caracterización de eventos históricos sin registro instrumental. Se

pretende obtener en cada crecida el caudal máximo, su datación radiométrica, asignación de cada depósito a un evento histórico (cuando esto sea posible), implicaciones en la magnitud y frecuencia y por último, mejora en el conocimiento de las inundaciones en el medio y bajo Guadiana

- Establecer la relación entre elementos geomorfológicos, modelo hidráulico y crecidas extraordinarias
- Contribuir a establecer relaciones entre los eventos antiguos y posibles cambios en el clima

### **0.5 El estado de la cuestión**

El estado de la cuestión de las tres líneas de investigación básicas seguidas en la presente tesis doctoral, esto es, paleohidrología y crecidas antiguas, avenidas e hidrología en crecidas recientes en pequeñas cuencas, y por último, hidroclimatología y significado climático de las crecidas, se describirá más detenidamente al inicio de cada capítulo (con sus referencias bibliográficas correspondientes). En general, podemos sintetizar las siguientes líneas maestras que se detallarán a continuación:

Los estudios de paleohidrología comenzaron su andadura para definir eventos concretos de tipo catastrófico. En ellos se perseguía obtener el caudal máximo que generó la crecida. Pero las técnicas fueron mejorando, sobre todo en el conocimiento de los depósitos que generaban estas crecidas y que constituían la base de los trabajos. La aplicación de técnicas de datación modernas mediante radioisótopos permitió asignar edades a los eventos, y por consiguiente mejorar en el conocimiento de la magnitud y frecuencia de estas crecidas. Un rápido desarrollo de la paleohidrología a lo largo de todo el mundo, permitió mejorar la técnica, tanto a nivel de modelización hidráulica, como en el conocimiento de los depósitos de remanso.

Los trabajos en avenidas recientes datan de muy antiguo, pues los eventos concretos que dañaban poblaciones han supuesto siempre un grave problema para el hombre. Las técnicas empleadas han sido sobre todo las de determinación hidráulica, con el objetivo de estimar el caudal máximo que generó la crecida, y en casi todos los casos, realizar posteriormente obras de defensa frente a estos caudales. La geomorfología aportaba para estos eventos multitud de información, sobre todo frente a los cambios en

---

morfología que el río ocasionaba tras cada crecida. El trabajo en pequeñas cuencas ha facilitado mucho el desarrollo de estudios integrales, que intentan abarcar desde las lluvias a los caudales mediante modelos de tipo “caja”. Un escollo casi siempre insalvable ha sido la situación de desconocimiento en las series de caudales, pues la mayor parte de las cuencas no están aforadas, y por ello en la actualidad los trabajos se centran más en ajustar los modelos de precipitación-escorrentía mediante cuencas experimentales completamente monitorizadas. Este tipo de trabajos, aunque necesarios, dejan de lado algunos aspectos importantes como la geomorfología tras una crecida, cambios en los balances de erosión y sedimentación, o inclusive análisis de base de los procesos que tienen lugar durante un evento de esta naturaleza.

Por último, la tercera de las líneas seguidas en la tesis se centra en la relación inundación-clima. Los aspectos climáticos y las crecidas, si bien se han tratado ciertas relaciones entre ellos, no se han estudiado de una forma integral. Los mecanismos de generación de lluvias y climatología iban por un lado, y los trabajos en inundaciones por el otro. Se intuían relaciones para eventos extremos, como las situaciones debidas a gota fría o los propios huracanes, pero no existía una relación formal en la investigación. Los primeros trabajos que relacionan ambos se realizaron en Estados Unidos, e intentaron cubrir todas las situaciones posibles susceptibles de generar crecidas. Posteriormente se aplicaron a otros países del ámbito europeo, para finalmente constituir una herramienta básica en el conocimiento y caracterización de las crecidas.

Finalmente, parece necesario conocer la situación de partida para la propia cuenca del río Guadiana respecto a los trabajos existentes en estas tres líneas de investigación.

### **0.5.1 Antecedentes generales de la cuenca de estudio**

Existen en la cuenca del río Guadiana numerosos trabajos realizados en el campo de la hidrogeología y sobre todo centrados en la cuenca alta, donde se encuentran los principales acuíferos. Sin embargo esta gran producción científica se encuentra desequilibrada para la cuenca media y baja, reduciéndose el número de trabajos, sobre todo en el estudio de las crecidas.

Existen muy pocos trabajos sobre hidroclimatología de la cuenca, tan solo algunos como Ortega y Garzón (2002) sobre los modos de circulación en inundaciones en la cuenca, Potenciano (2004) sobre los ciclos húmedos-secos y su relación con las



---

inundaciones, y más concretamente los trabajos de Martín Vide y Fernández (2001), Rodríguez Puebla *et al.* (2001) y Trigo *et al.* (2004) sobre la Oscilación del Atlántico Norte. También encontramos algunos trabajos específicos centrados en eventos concretos como el de 1997 (Pablo del Río, 1997; Riosalido *et al.*, 1999).

Dentro de la cuenca del río Guadiana existen algunos trabajos sobre inundaciones históricas. Las recopilaciones más remotas las encontramos en los trabajos de Hernandez Tolosa (1770), Madoz (1850) y Solano de Figueroa (1928), en las que se recogen algunos eventos significativos que afectaron sobre todo a las dos grandes ciudades, Mérida y Badajoz. Otras recopilaciones más recientes se deben al Plan Nacional de Protección Civil (MOPU, 1985) con un extenso catálogo de eventos que se remonta hasta el siglo XVI. Otras pequeñas recopilaciones son las de Loureiro (1985 y 2003), González Rodríguez (1995) y Ortega y Garzón (1997).

Los estudios de riesgo por inundación en la cuenca del río Guadiana no son muchos, destacando sobre todo el de Ayala *et al.* (1986) para la zona de Extremadura. En el tramo del Guadiana que discurre por Portugal encontramos los trabajos de Rodrigues *et al.* (1998) y LNEC (2002) sobre crecidas en el bajo Guadiana y Rodrigues *et al.* (2004) para un evento concreto en el río Ardila. Aunque recoge parte de la cuenca, existe otro trabajo más general sobre inundaciones en Portugal (Rodrigues, 2002) y dentro de la cuenca alta son reseñables los trabajos de Potenciano (1995, 1998 y 2004).

Focalizando los trabajos en una de las áreas de estudio, la cuenca del río Rivillas, encontramos algunas referencias como el trabajo de cartografía de Jones (1856), pionero en los estudios de la zona, que construyó un mapa para el ejército Inglés con objeto de emplearlo en la batalla de La Albuera, librada contra las tropas napoleónicas. Más recientemente se citan referencias a crecidas en la cuenca del río Rivillas en los sucesivos proyectos de encauzamiento llevados a cabo por la Confederación Hidrográfica del Guadiana: CHG (1976, 1978, 1983, 1997a y 1997b), también encontramos otras referencias en los trabajos científicos de la Comisión Nacional de protección Civil (MOPU, 1985), Ayala *et al.* (1986), Fraile (1995), González (1995) y ya sobre el evento de inundación de 1997, los trabajos del Centro de Estudios Hidrográficos (CEH, 1998), Ortega y Garzón (2002) y el de SNIRH (1998), que complementa la información con el análisis en la zona portuguesa. Otros trabajos sobre

---

el evento de 1997 son los de Ortega *et al.* (1998), Moya *et al.* (1998a y 1998b), Ortega y Garzón (2004b y 2005a) y Moya (2004). Ya sin relación directa con el evento de 1997, pero como uno de los escasos trabajos científicos desarrollados en la cuenca del Rivillas encontramos el de Duran *et al.* (2005), que analiza el complejo sistema de circulación hidrológica en La Albuera.

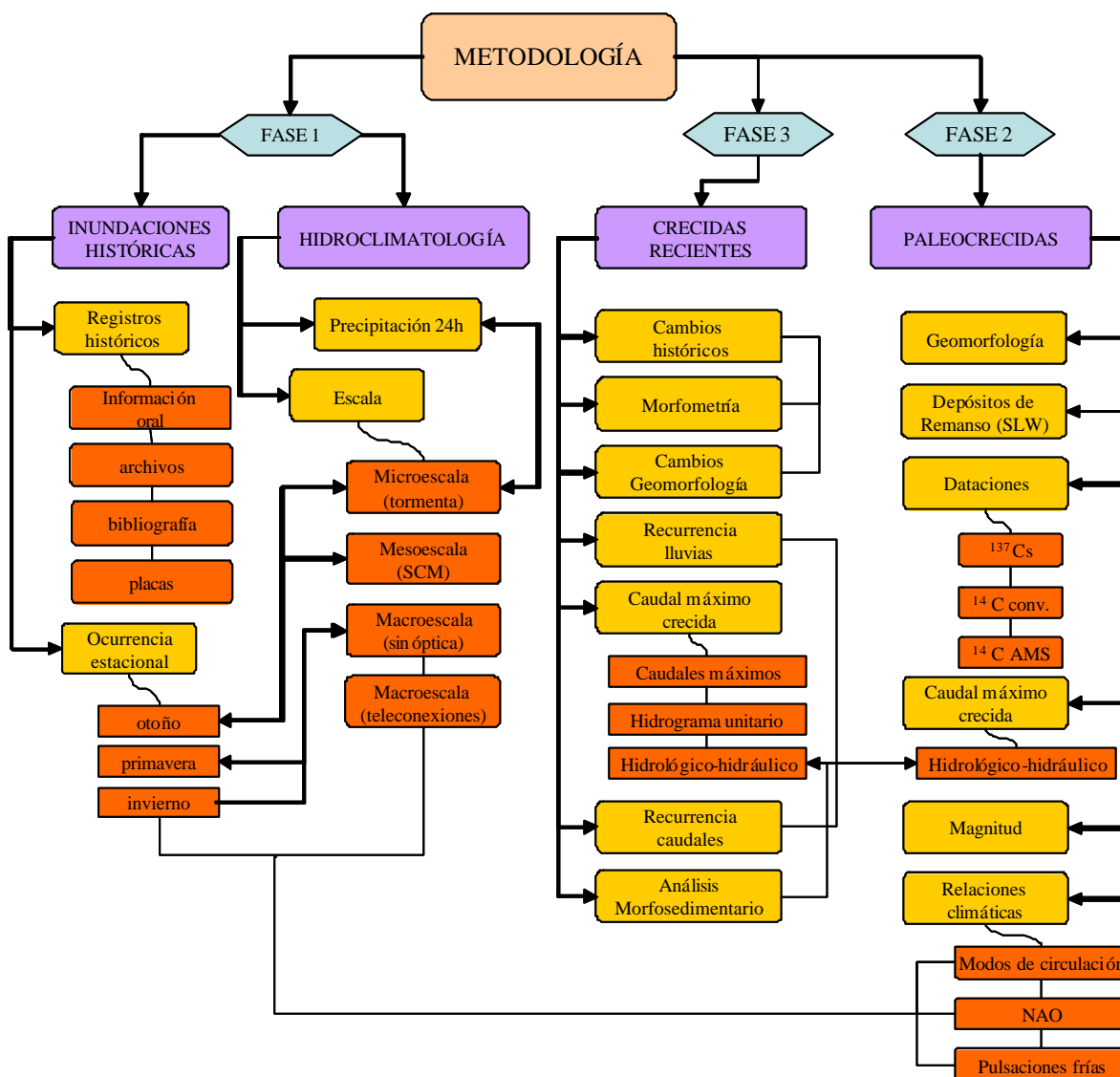
Dentro del campo de la geomorfología descriptiva y evolutiva, encontramos específicamente sobre el río Guadiana algunos trabajos de una enorme calidad como el de Feio (1951) en la zona baja del río Guadiana, aportando una valiosa cartografía de terrazas y depósitos terciarios. Sobre todo, el grueso de los estudios se centran en la evolución de la costa durante el Holoceno. En este sentido, trabajos sobre evolución cuaternaria del estuario del río son los de Boski *et al.* (2002), otros sobre evolución Holocena de la costa del golfo de Cádiz por Goy *et al.* (1996) y el de Zazo *et al.* (1997) que versa sobre cambios del nivel del mar. Algunos trabajos sobre geomorfología costera en la cuenca abordan importantes cuestiones, como los cambios de forma costera del SW peninsular; en ese sentido encontramos los trabajos de Dabrio *et al.* (1997); Rodríguez *et al.* (1997) y Río *et al.* (2002).

En el Guadiana medio existen muy pocos trabajos de geomorfología descriptiva; uno de los primeros es el de Hernández Pacheco y Cabañas (1952) para la zona de Puebla de Don Rodrigo, al que seguiría otro sobre Cíjara (Hernández-Pacheco, 1956) y otro más general sobre interpretación global de la zona (Hernández Pacheco, 1958), algunos trabajos más recientes son los de Molina *et al.* (1972) y Molina (1974 y 1975) sobre terrazas del río Guadiana.

## **0.6 Metodología de trabajo**

De acuerdo con las líneas de investigación planteadas, a continuación se describirá la metodología empleada en cada una de las fases de la tesis. Los cuatro temas en los que se han subdividido los objetivos concretos serán abordados en tres fases de estudio. En primer lugar, una Fase 1, donde se caracterizará la cuenca del río Guadiana desde un punto de vista hidroclimático y de análisis de eventos históricos. En segundo lugar, a una Fase 2 con el análisis de los eventos de grandes crecidas en el río principal y su relación con el registro histórico. Y en tercer lugar, una Fase 3 donde se analizarán de

forma intensiva los eventos de tipo *flashflood* en pequeñas cuencas. La metodología seguida en dichas fases está resumida en la figura 0.1.



**Figura 0-1. Diagrama de flujo que representa la metodología seguida en la tesis doctoral**

La metodología seguida para el análisis de una crecida reciente como la del río Rivillas en 1997 y las inundaciones antiguas en el río Guadiana tiene algunos puntos en común, como es el caso del método empleado para la determinación de los caudales máximos para cada crecida (mediante el programa HEC-RAS). Con el objetivo de no repetir dos veces la metodología de trabajo seguida para obtener el caudal máximo se ha descrito aquí únicamente en la fase 2, siendo aplicable con escasas modificaciones, para la fase 3. El resto de los análisis difiere bastante, pues mientras que en el evento reciente

---

podemos estimar el hidrograma de la crecida al contar con información sobre precipitaciones, cubierta de la cuenca y otros parámetros, los eventos antiguos han modificado tanto sus condiciones que no es posible aplicar esta información, y por supuesto no podemos inferir nada sobre las lluvias que los originaron y por esta razón se describirá la metodología seguida en su apartado correspondiente.

### **0.6.1 Fase 1: análisis hidroclimático y de eventos históricos**

En primer lugar se ha intentado caracterizar climáticamente el área de estudio, para lo cual ha sido preciso obtener los datos climáticos generales de las estaciones más cercanas. Posteriormente se ha trabajado en aquellos datos que inciden de forma mayor en la generación de avenidas, esto es, los datos de precipitación. Estos datos los encontramos únicamente disponibles en el intervalo de 24 horas, pues apenas existen pluviómetros totalizadores que permitan trabajar con series a intervalos temporales más detallados. Por otra parte, además del tratamiento estadístico, se han revisado los eventos de lluvia susceptibles de generar situaciones de riesgo en la cuenca del río Guadiana. Para este análisis se ha dividido la cuenca en sectores, puesto que se han observado diferencias en el comportamiento meteorológico de las distintas zonas. El análisis contempla además una distribución estacional de las lluvias, puesto que este es uno de los factores determinantes en las diferencias encontradas.

A continuación se ha realizado una caracterización de los tipos de tiempo más significativos en las diferentes zonas mediante una discriminación de los eventos pluviométricos por sus diferencias en cuanto a orientación, duración y momento temporal de ocurrencia, pero sobre todo, atendiendo a su escala. Se ha dividido el análisis en la escala sinóptica, mesoescala y macroescala. En esta última hemos creído oportuno entrar con detalle a las especiales relaciones entre las inundaciones en la cuenca y los cambios en el patrón climático general de la zona, la Oscilación del Atlántico Norte, puesto que es un aspecto apenas trabajado y que revela una gran relación entre ambos.

No se ha incluido en este capítulo un análisis estadístico detallado de las lluvias intensas en la cuenca, puesto que el gran tamaño de la misma no permite abordar el tratamiento de datos, pero sí se ha trabajado en el tema más concretamente en los capítulos relativos a crecidas concretas.

---

Respecto a las inundaciones históricas el trabajo realizado ha sido, en primer lugar, una recopilación de toda la información disponible de forma bibliográfica en trabajos, revistas, libros, así como artículos en la prensa. En la recopilación se han tratado de localizar para cada evento la fecha concreta, lugar o lugares de la crecida y toda la información disponible que describa el evento (daños, fallecimientos, hambrunas, tiempo de inundación, etc.). A partir de esa información se han ido clasificando según su magnitud y frecuencia relativa, identificando por décadas los posibles periodos de agrupación de eventos. Posteriormente se ha realizado un análisis de la ocurrencia espacial y su asociación a un determinada situación sinóptica en función de su amplitud de distribución, mes de ocurrencia, así como la recopilación de las posibles descripciones que faciliten información.

En la parte final de este capítulo se ha intentado configurar un esquema climático regional a partir de las distintas inundaciones en la cuenca, relacionándolas con la frecuencia de inundaciones encontradas en Europa, sobre todo debidas a los dos modos de circulación predominantes según Jacobeit *et al.* (2003).

### **0.6.2 Fase 2: análisis paleohidrológico del Guadiana**

La metodología seguida en el estudio de las inundaciones antiguas difiere de la seguida para eventos recientes, pues no es posible recabar información de los fenómenos meteorológicos que las originaron, cuantía de las precipitaciones o su distribución temporal. En primer lugar se ha realizado trabajo de campo para identificar los eventos, que son obtenidos del análisis del registro sedimentario, más concretamente de los depósitos de remanso o *slackwater deposits*. En segundo lugar, para la asignación de cada evento con una crecida histórica o más antigua ha sido preciso contar con un buen registro histórico y realizar dataciones radiométricas. En este sentido se han aplicado dos tipos de dataciones que permiten trabajar con un intervalo temporal reciente, el  $^{137}\text{Cs}$  y el  $^{14}\text{C}$ . En relación con este último se han empleado dos tipos de análisis, convencional y por espectrometría de masas ó AMS. En tercer lugar, una vez identificados los eventos distintos, y asignada una edad radiométrica, se ha procedido a modelizar los tramos, para lo cual se ha empleado el método hidrológico-hidráulico mediante el programa HEC-RAS. Obtenemos mediante este método un caudal máximo para cada crecida. La metodología seguida para la modelización es la que a

---

continuación se detalla y que como ya hemos comentado anteriormente es igualmente válida para la modelización de eventos recientes, con la salvedad del método de estimación de la rugosidad, que será comentado más adelante.

Para reconstruir los niveles máximos de la avenida se va a emplear el programa de cálculo HEC-RAS, que precisa una serie de requerimientos: una detallada topografía del río y su llanura, datos hidráulicos que serán estimados según las condiciones del río, y de flujo que son en realidad el valor a obtener, estimación de las pérdidas de energía por rugosidad y contracciones ó expansiones y por último los valores en campo del nivel alcanzado por las aguas a lo largo de los tramos de estudio. Este elemento es el que nos servirá de contraste para la calibración del modelo. El programa HEC-RAS sigue un modelo de tipo unidimensional en régimen estacionario (no estacionario en las últimas versiones). En la presente tesis se ha empleado únicamente la modelización en régimen estacionario (el caudal modelizado en cada ocasión es siempre el mismo durante el intervalo temporal considerado) aunque se permite modificarlo de una sección a otra (flujo variado), en el caso de existencia de afluentes en el tramo. El levantamiento se ha hecho mediante una estación total, modelo PENTAX PTS II-20F en modo REM (*Remote Elevation Measurement*) y RDM (*Missing Elevation Measurement*) y con un error de resolución de  $\pm 5\text{mm}$  en la horizontal y en la vertical. HEC-RAS trabaja en forma de secciones, y por tanto los cálculos que se efectúan para una sección han de trasladarse a la siguiente, y es necesario introducir en cada sección los datos geométricos (longitud al origen y cota de cada punto de la sección), una caracterización hidráulica (número de Manning de las márgenes y el canal, coeficientes de contracción y expansión). Todas las modelizaciones se han realizado bajo la suposición de no existir cambios en el régimen de flujo. Como todas las modelizaciones se han efectuado en régimen subcrítico, la condición de contorno ha de tomarse aguas abajo, en el primer perfil. Las pérdidas de energía o de carga en el programa HEC-RAS se evalúan a partir de dos coeficientes: el coeficiente de rugosidad de Manning ( $n$ ) que evalúa la pérdida de energía por rozamiento en el cauce y con la vegetación, y los coeficientes de contracción y expansión que estiman las pérdidas de energía en las transiciones entre tramos. El coeficiente de rugosidad de Manning ( $n$ ) se trata de uno de los más importantes factores a considerar en la modelización, puesto que llega a modificar los resultados finales (Rico, 2004). La estimación del coeficiente de rugosidad de Manning



ha sido evaluada por muchos especialistas, y se han aportado tablas con valores orientativos como por ejemplo las de Chow (1959), relacionados con el tipo de superficie e incluso con el tipo de forma sedimentaria generada. Otra forma de expresarlo es a través de fotografías comparativas de los tramos en las que se haya contrastado el valor real, como en Barnes (1967), que no dejan de tener una gran subjetividad. La estimación del coeficiente de rugosidad de Manning en campo suele llevar a errores elevados, como señalan Trieste y Jarret (1987), según su recopilación de datos experimentales el valor de una medida en campo de  $n$  se incrementa entre 1,3 y 2,75 veces. Para intentar evitar la subjetividad, otros autores como Chow, (1959); Benson y Dalrymple, (1967); Aldridge y Garret (1973); Arcement y Schneider, (1984) y Jarret, (1985), han investigado la relación de las pérdidas de energía con factores como vegetación, obstrucciones, sinuosidad, irregularidades. En estos elementos se basa la metodología de cálculo propuesto por Cowan (1956), que si bien contienen un cierto grado final de subjetividad, analiza una serie de criterios específicos que hacen del valor final adoptado menos subjetivo que los demás métodos visuales. El programa HEC-RAS permite incluir valores en el canal y en las márgenes, y por tanto se han estimado tres valores de rugosidad correspondientes a la margen derecha e izquierda y canal. El valor final de rugosidad  $n$ , es el resultado de aplicar la ecuación siguiente:  $n = n_b + n_1 + n_2 + n_3 + n_4 + m$ . Para el canal, los valores adoptados para la ecuación son los siguientes:  $n_b$  es un factor que considera el tipo de encauzamiento (recto, uniforme o liso) y la granulometría del material del lecho. La fórmula empleada para calcular este factor es la de Strickler (1923). El coeficiente ( $n_1$ ) representa la irregularidad de la superficie del cauce, que es máxima en relación a la existencia de pozas y rápidos alternos, zonas de sobreexcavación y en general muestra una baja relación anchura-calado. Los cambios geométricos entre secciones los controla el coeficiente ( $n_2$ ). Este factor pondera si existen modificaciones entre secciones, tanto en el número de veces que ocurren los cambios, como en su magnitud. El factor ( $n_3$ ) afecta a la rugosidad en las obstrucciones del cauce que fueron clasificadas en cuatro categorías por Aldridge y Garret (1973). La presencia de grandes bloques, troncos, puentes o vados así como el tamaño o magnitud de su influencia hace que los valores varíen. El último de los valores de rugosidad ( $n_4$ ), se refiere a la influencia de la vegetación en cuanto a su densidad y alineación respecto al flujo principalmente. El índice de sinuosidad ( $m$ ) es un factor que

---

considera el grado de sinuosidad de la corriente, se calcula como el cociente entre la longitud del canal y la longitud del valle, en este caso tramo. El factor  $m$  influye cuando el flujo circula por el cauce. La fórmula propuesta para la llanura de inundación sigue un esquema similar a la del canal, aunque existen algunas modificaciones, como considerar en el factor  $n_1$  la irregularidad de la superficie en la llanura, por ejemplo por cambios bruscos en la pendiente debidos a elevaciones rocosas, antrópicas ó depresiones. El valor  $n_2$  que tiene en cuenta la influencia de los cambios en forma y tamaño dentro de las secciones en la llanura. Las obstrucciones ( $n_3$ ) son debidas a elementos de gran tamaño sobre la llanura. La vegetación ( $n_4$ ) es de todos los factores de la fórmula de Cowan, el que más influencia tiene en el resultado final de  $n$ , por los valores tan altos que puede adoptar. Algunos trabajos para evaluarlo, como el de Rico (2004) se basan en el método FHWA (1984) por la gran variedad de formas vegetales en la llanura, empleando mapas de usos del suelo y vegetación. El factor  $m$  de sinuosidad no tiene influencia sobre la ecuación puesto que la circulación del flujo se produce para la inundación ocupando la llanura de forma completa, y no existe sinuosidad.

En el caso de crecidas recientes, como la del río Rivillas, que se encuentran en zonas con una alta influencia antrópica en la llanura, sobre todo causada por ocupación de cultivos, hemos sustituido la fórmula de Cowan por los valores propuestos por Chow (1959) que calcula la rugosidad para márgenes agrícolas en función de la profundidad de agua que las cubre.

El segundo factor de pérdida de energía está determinado por los coeficientes de contracción y expansión, que evalúan las pérdidas de carga de carácter local debidas a cambios del flujo. Se considera una contracción cuando a lo largo del perfil longitudinal la llanura de inundación sufre un estrechamiento que genera un aumento de la energía cinética y existe un aumento de la velocidad aguas abajo. Esto influirá asimismo en otras variables modelizadas como por ejemplo el calado. Una expansión es el caso contrario, el perfil de la llanura de inundación sufre un ensanchamiento que deriva en disminución de la energía cinética y velocidad del flujo. Los valores normales que adopta el programa HEC-RAS por defecto son de 0,1 y 0,3 siempre que no existan cambios significativos y el flujo sea de tipo subcrítico. Estos valores se han de incluir en

---

cada sección. Una vez modelizado cada nivel, obtenemos el caudal máximo, y podemos comparar la magnitud de los eventos históricos o incluso más antiguos.

En último lugar, para la zona de estudio se han relacionado los momentos de crecidas con los factores climáticos que afectan, aplicando varias series de índices, como el de la NAO, pulsaciones frías para Europa, o incluso los modos de circulación en Europa y Mediterráneo, con el objetivo de ver si existe coincidencia de eventos en alguna de estas series.

### **0.6.3 Fase 3: las inundaciones recientes en el río Rivillas**

La metodología seguida para el trabajo con la crecida reciente del río Rivillas se ha desarrollado en varias fases, puesto que la situación de partida ya nos indica el intenso grado de antropización de la cuenca. En primer lugar hemos recopilado información sobre crecidas históricas y cambios en la cuenca, para ello se ha consultado bibliografía, placas de crecida, información oral de ribereños, planes de ordenación urbana, etc. En segundo lugar se ha caracterizado la cuenca desde un punto de vista morfométrico y geomorfológico, intentando detectar una posible predisposición de la misma a desarrollar crecidas de tipo súbito. Se han empleado aquí los índices clásicos en este tipo de trabajo, sobre todo aquellos que tienen como objeto de medida los ríos y afluentes, tamaño y forma de la cuenca, sinuosidad o transformaciones en variables críticas, como puede ser la cubierta vegetal de la ribera y cuenca. En tercer lugar hemos pasado a la estimación del periodo de retorno de las lluvias. Para ello se han empleado tres de las funciones más usadas en este tipo de análisis: Gumbel, GEV y SQRT. Los datos de lluvias con los que se ha contado son los procedentes de cuatro de las estaciones más cercanas a la cuenca, siempre considerando los mismos periodos en común, y que los datos sean continuos. El dato real del evento, obtenido en la estación totalizadora más cercana a la cuenca se ha contrastado con los resultados de las funciones de distribución. En cuarto lugar hemos obtenido el caudal máximo de la crecida mediante tres métodos, que son los que actualmente se usan con más frecuencia. Dos de ellos son hidrometeorológicos; el de caudales máximos, empleado de forma normativa en la construcción de obra pública y el hidrograma unitario mediante HEC-1, también muy frecuente en los estudios hidrológicos. Por último se ha empleado un método desarrollado en el análisis de paleocrecidas, pero muy útil para este tipo de

eventos. El hidrológico-hidráulico (mediante el programa HEC-RAS), combinado con niveles de altura alcanzada por las aguas. La metodología seguida se ha desarrollado con más profundidad en la metodología seguida en la fase 2. En quinto lugar, hemos aplicado la información obtenida en la modelización mediante HEC-RAS a una cartografía de las formas sedimentarias encontradas a lo largo de varios tramos de toda la cuenca. Esta parte, no se aborda normalmente en este tipo de trabajos, y consiste en contrastar los valores para cuatro variables de la crecida: calado, velocidad, esfuerzo de cizalla y potencia fluvial con las formas encontradas. Estas cuatro variables se han seleccionado por ser las que mayor información aportan en la génesis y evolución de los elementos morfosedimentarios.

*Índice del capítulo*

<b>1.1</b>	<b>Introducción.....</b>	<b>1-2</b>
<b>1.2</b>	<b>Antecedentes en hidroclimatología .....</b>	<b>1-2</b>
<b>1.3</b>	<b>Datos climáticos. Características meteorológicas de la cuenca.....</b>	<b>1-4</b>
1.3.1	Datos climáticos.....	1-4
1.3.2	Datos de precipitaciones.....	1-5
<b>1.4</b>	<b>Tipos de tiempo en la cuenca.....</b>	<b>1-16</b>
1.4.1	La escala climática .....	1-17
1.4.1.1	Escala de tormenta.....	1-18
1.4.1.2	Mesoescala.....	1-20
1.4.1.3	Escala sinóptica.....	1-22
1.4.1.4	Macroescala .....	1-24
<b>1.5</b>	<b>Síntesis de los aspectos más significativos .....</b>	<b>1-35</b>

# 1 Hidroclimatología

## 1.1 Introducción

La hidroclimatología es un término acuñado por Hirschboeck (1988) para designar la relación existente entre los sistemas de precipitación y las inundaciones. En el presente capítulo se pretende elaborar una relación de los principales tipos de lluvias que operan en la cuenca del río Guadiana y su influencia en las inundaciones, aunque la relación con las inundaciones históricas será abordada en el capítulo 2. Se ha prestado especial interés, además de las causas climáticas que originan una inundación, a la relación en las inundaciones en la cuenca con los actuales patrones que rigen el clima a gran escala, como es el caso de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

Las causas meteorológicas y climatológicas que generan diferentes tipos de inundaciones han sido analizadas en el ámbito internacional por numerosos autores, entre otros: Ward (1978); Maddox *et al.* (1979); Maddox (1980); Hirschboeck (1988); House y Hirschboeck (1997). En España existen pocos trabajos entre los que destacan Benito *et al.* (1996a) y Ortega y Garzón (2002), éste último centrado en la cuenca del río Guadiana.

En general, la relación entre tiempo atmosférico, clima y condiciones hidrológicas son debidas a causas naturales, y determina la aparición de eventos de inundación, que son debidos a situaciones meteorológicas muy diferentes en cuanto a sus características físicas (Hirschboeck *et al.*, 2000). Además de las inundaciones producidas por causas estrictamente naturales, existe otro tipo de inundaciones, que no guardan relación con la meteorología; son inundaciones debidas a causas antrópicas por rotura de presas, diques y causas similares. A este respecto se dedicará parte de la fase 3 de la presente tesis.

## 1.2 Antecedentes en hidroclimatología

Los factores meteorológicos que afectan principalmente a la circulación atmosférica, patrones climáticos y climatología en general han sido objeto de múltiples estudios.



Alguno de los primeros trabajos de marcado interés son los de Walker y Bliss (1932) o más recientemente los de Barry y Chorley (1972). En general, el significado de los patrones de circulación atmosférica ha sido abordado más recientemente; alguno de los trabajos más importantes en este tema son los llevados a cabo por Knox (1978), para Norteamérica, y Jacobeit (1987) en Europa. En la península Ibérica el precursor de los estudios climáticos, circulación atmosférica y general es el trabajo de Lines (1979), al que siguen posteriormente Capel (1981; 1998 y 2000), Font (1983 y 1988), García de Pedraza y Reija (1994), Benito *et al.* (1996); Llasat (1998) y Martín Vide y Olcina (1994 y 2001).

En relación con las lluvias intensas, en la Península Ibérica existen algunos análisis, resaltando entre otros los de Brandao (1995), Brandao y Rodríguez (1997), Brandao *et al.* (2001) para Portugal, con excelentes resultados en el análisis estadístico para asignación de periodos de retorno. En España, sobre todo en la zona levantina, se han realizado algunos trabajos reseñables, como los de Llasat (1991), Llasat y Puigcerver (1994), Llasat *et al.* (1996) y Martín Vide (2003).

Ya relacionando lluvias intensas y fenómenos de *flashflood* e inundaciones catastróficas tenemos como referentes mundiales y pioneros en el tema, los trabajos de Maddox y Chappell (1978), Knox (1978) y Ward (1978), y ya más recientemente los magníficos trabajos de Hirschboeck (1987 y 1988), House y Hirschboeck (1997) y Hirschboeck *et al.* (2000). Algunos ejemplos en el área mediterránea son los de Greenbaum *et al.* (1998) en Israel y Kömüscü *et al.* (1998) en Turquía.

Como ejemplos de estudios relativos a fenómenos meteorológicos muy concretos, son los de mesoescala de Maddox *et al.* (1979) y Maddox (1980) en Estados Unidos, y una gran cantidad de trabajos aplicados a la zona ibérica, sobre todo el área mediterránea desarrollados por Genovés y Jansá (1988), Riosalido (1990), Jansá (1992), Jansá, *et al.* (1994), Ramis *et al.* (1994), Riosalido (1998) y Riosalido *et al.* (1998).

Otros trabajos específicos son los que recientemente se están llevando a cabo relacionando patrones climáticos e inundaciones. Estos trabajos se relacionan sobre todo en la Península Ibérica con la Oscilación del Atlántico Norte, y comienzan por los trabajos clásicos de Hurrell (1995) y Hurrell *et al.* (2003). Posteriormente, se han estado

aplicando las series de datos en la península ibérica, publicándose los trabajos de Martín Vide y Fernández (2001), Rodríguez-Puebla *et al.* (2001), Goodes y Jones (2002), Gallego *et al.* (2005), Trigo *et al.* (2005) y en la cuenca del Guadiana por Ortega y Garzón (2004a) y Ortega *et al.* (2005).

### **1.3 Datos climáticos. Características meteorológicas de la cuenca**

En cuanto a la clasificación climática, la cuenca baja del Guadiana se encuadre en un clima mediterráneo oceánico y la cuenca media extremeño-portuguesa en un clima mediterráneo continental. Y ambas, cuenca baja y media, dentro del dominio templado cálido. Por otra parte, la cuenca alta tiene un clima templado-frío continental con estación seca (Capel, 1981). Según Martín Vide y Olcina (2001) la cuenca baja y media estarían en un clima mediterráneo meridional, mientras que la cuenca alta sería mediterráneo continental.

#### **1.3.1 Datos climáticos**

La cuenca del río Guadiana presenta características climáticas intermedias (denominada de transición) entre lo que Capel (1981) llamó la España árida y la húmeda. Los días de lluvia en casi la totalidad de la cuenca oscilan entre 75 y 100, lo que supone un índice moderado. La humedad relativa es baja en comparación con el resto de la península, con valores medios inferiores al 65%, valores que cambian según las distintas zonas de la cuenca. Así, por ejemplo, encontramos que Badajoz presenta cifras del 61%, con mínimos de 42% en los meses de verano y máximos del 80% en diciembre. Las ciudades de Huelva y Ciudad Real tienen valores del 65%. En cuanto a la nubosidad, los valores medios son del 35 al 40% (día despejado se considera del 0-20%, y día cubierto del 80-100%). La nubosidad es media, tirando a cielos despejados. En un apartado especial habría que situar las zonas ribereñas, que gracias al efecto de la evaporación intensa de las masas de agua generan nieblas, que en algunos casos llegan a perdurar días. Es el caso de la Puebla de Don Rodrigo en la provincia de Ciudad Real, y las zonas cercanas a los grandes embalses de Orellana, García Sola y Cíjara. En Portugal dicho fenómeno ocurre asociado a la creación del reciente embalse de Alqueva. Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) y temperatura se señalan en los diagramas

ombrotérmicos de la figura 1.1. Para el conjunto de la cuenca la media de la ETP está alrededor de los 920-1000 mm anuales, mientras que la temperatura media anual oscila entre 14 y 18°C, algo menos homogénea que la ETP, presenta variaciones entre la cuenca alta y la baja. Incluso dentro de la cuenca alta, las variaciones de temperatura (amplitud térmica anual) llegan a los 21°C de Ciudad Real, dato que supone un record en la España peninsular (Capel, 1981).

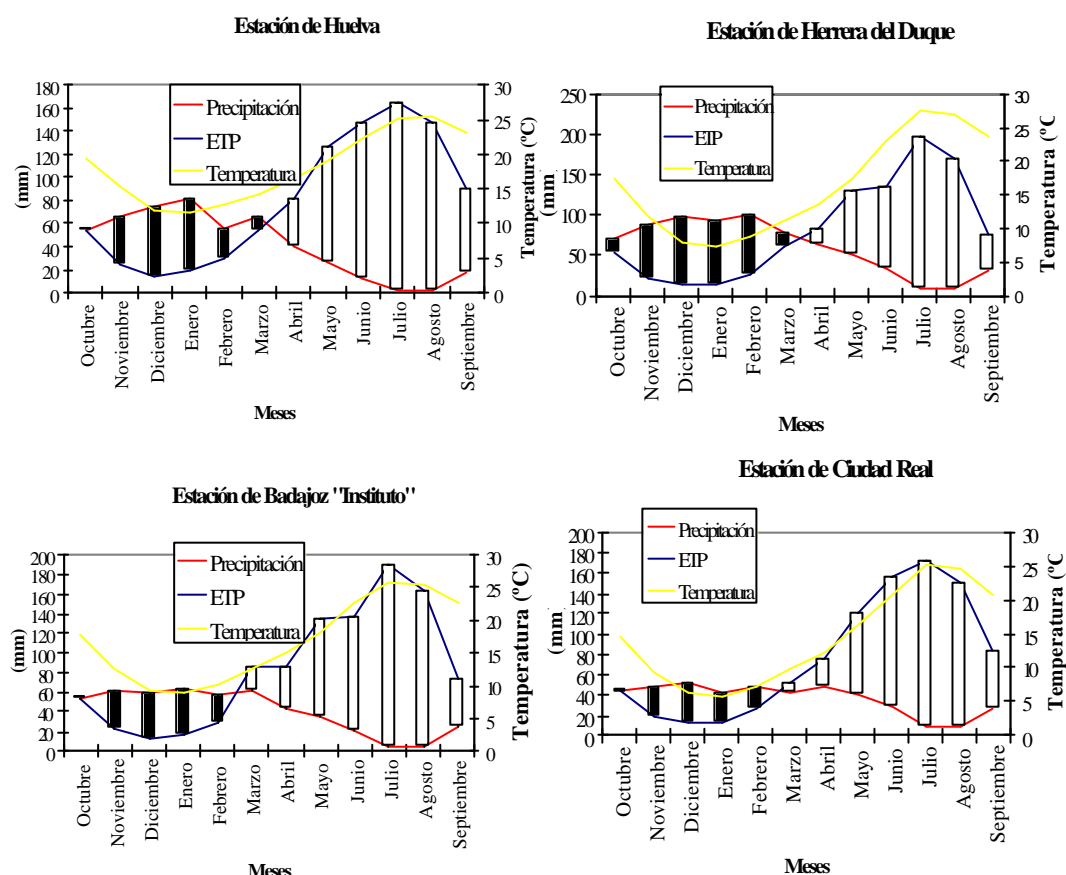


Figura 1-1. Diagramas ombrotérmicos de la cuenca baja (Huelva), media (Badajoz), media-alta (Herrera del Duque) y alta (Ciudad Real).

### 1.3.2 Datos de precipitaciones

Las lluvias medias anuales son muy variables en la cuenca, aunque los valores son en general modestos, por debajo de los 550 mm anuales, llegando incluso a valores de 400 mm en zonas de la cuenca alta (tabla 1.1). Los contrastes son muy grandes entre la cuenca alta y la baja, donde por el efecto marítimo en algunas zonas se recogen hasta

800 mm anuales. También existe contraste pluviométrico entre las zonas altas (relieves Hercínicos de Ciudad Real) y el resto por el efecto de refuerzo orográfico.

Los datos más relevantes para las inundaciones son las precipitaciones máximas registradas en los menores intervalos temporales. En este caso, los datos existentes son de lluvias máximas diarias, recogidas en un total de 33 estaciones seleccionadas en toda la cuenca (13 en la cuenca alta, 14 en la cuenca media y 6 en la cuenca baja), de las que 21 están en España y 12 en Portugal.

Cuenca	Estación	Precipitación media anual (mm)	ETP anual (mm)	Tª media anual (°C)
Cuenca alta	Valdepeñas	401,5	932,4	14,8
	Puertollano	433,6	925	14,5
	Ciudad Real	436,2	922,7	14,3
Transición	Navalpino	636,3	955,3	15,6
	Herrera del Duque	726,3	984,9	16,3
Cuenca media	Villanueva de la Serena	500,2	1005,9	17,2
	Badajoz “Instituto”	491,8	1005,8	16,7
	Olivenza	553,9	995,6	16,9
Cuenca baja	Huelva	496,9	952,5	18
	Ayamonte	581	963,6	18,4

**Tabla 1-1. Datos climáticos medios en las distintas zonas de la cuenca del río Guadiana**

### 1.3.2.1.1 Lluvias máximas diarias en la cuenca del río Guadiana

De todos los registros de precipitaciones existentes, las lluvias máximas diarias son los que ofrecen una mayor relación con algunas situaciones meteorológicas, como tormentas o frentes intensos. Se han recopilado valores máximos de lluvias en 24 horas en distintas partes de la cuenca, y se han analizado los resultados obtenidos. Cruzando la información meteorológica con el registro histórico de inundaciones y obteniendo umbrales de precipitación que ofrezcan situaciones de riesgo.

### **1.3.2.1.2 Umbrales de lluvias diarias que generan situaciones de riesgo**

Los valores de 100 mm/24h propuestos por Martín Vide y Olcina (2001), son muy comunes en la zona levantina y aseguran problemas por exceso de agua (Martín Vide, 2003). En la cuenca del río Guadiana estos valores tan altos son extraños, causando inundaciones cifras más modestas, muchas veces del orden de 60 mm/24 h (tablas 1.2 a 1.5). Por esta razón hemos determinado este valor de 60 mm para analizar las precipitaciones máximas en 24h. Los valores de precipitaciones máximas no son iguales para toda la cuenca, ya que se han observado los valores más altos en la cuenca baja (estaciones de Portugal y Huelva) que en ocasiones han llegado a ser muy altos, como es el caso de la estación de Ayamonte, con un registro de 482 mm/día, causado por un temporal en el mes de diciembre de 1920 (Martín Vide, 2003). Esta zona cercana a la costa, presenta los valores más altos de precipitación en 24 horas, que suelen ser superiores a los 80 mm/día, y que por esta razón consideramos éste valor como el umbral en este área. Los 80 mm/día han sido superados en todas las estaciones desde Castro Marin y Alcoutim hasta Serpa en el interior. En cada una de las estaciones de la cuenca baja existen numerosos registros mayores de 60 mm/día, por esta razón no se han recogido en las tablas todos los datos superiores a esta cifra, sino los cinco mayores eventos de precipitación en 24 horas. En la cuenca media, dentro de Portugal (estaciones de Pedrogao a Arronches) los valores son muy similares a la zona de Badajoz, con eventos aislados que llegan a superar en algunos casos los 100 mm/día, pero con los umbrales situados alrededor de 60 mm/día. En esta ocasión sí que se han reflejado en las tablas todos los datos superiores al umbral. Esta situación es muy parecida a la de la cuenca alta, con valores esporádicos que superan los 100 mm, aunque normalmente los registros más altos son del orden de 60-70 mm en 24 horas. Y también se han reflejado todos los datos superiores a 60 mm recopilados en las estaciones pluviométricas. La situación sinóptica probable ha sido calificada como TA (tormenta aislada) si se ha comprobado que fue una tormenta aislada sin repercusión en otros pluviómetros de la zona, TL (tormenta local) si es una tormenta únicamente registrada en otros pluviómetros del entorno cercano, FD (frente débil) si se deben a un frente de invierno o primavera débil, por los bajos registros dejados de forma general en las estaciones, o FE (frente extenso) si el frente de invierno o primavera es extenso y general a todas las estaciones.

### 1.3.2.1.3 Lluvias máximas en la cuenca alta

No hay una distribución muy clara en cuanto a la estacionalidad de las precipitaciones máximas. Éstas parecen seguir pautas otoñales preferentes, lo que se muestra en la figura 1.2 donde aparece un pico de lluvias en otoño, seguido de dos poblaciones menores en verano e invierno. Respecto a la importancia de las precipitaciones máximas para la generación de crecidas, se observa que no hay demasiados eventos de lluvias altas que hayan generado inundaciones en la cuenca alta. Con lluvias altas en invierno todos los episodios han acabado con inundaciones y sin embargo tan solo uno de los eventos de otoño acabó en crecida (Nov-1972) En los meses de verano y primavera no se ha observado relación entre valores altos de precipitación sobre el umbral de 60 mm y crecidas históricas registradas.

Estación	Valor (mm)	Fecha	Inundación	Situación probable
Alcazar de San Juan (E-4064)	156,5	Sep-1988	¿	TA
	64,0	Oct-1982	No	TL
	63	Sep-1989	¿	TA
Belmonte (E-4095)	117,5	May-1989	¿	FD
	104,1	Nov-1972	Si	TL
	73,0	Sep-1975	No	TA
	65,5	Nov-1991	¿	TA
	61,3	Abr-1969	No	FD
San Clemente (E-4090)	98,2	Oct-1982	No	TL
	85,4	Jun-1962	No	TL
	82,5	Oct-1965	No	TL
	73,0	Sep-1977	No	TA
	72	Nov-1988	¿	TA
	60,8	Nov-1972	Si	TL
Socuellamos (E- 4097)	86,7	Oct-1982	No	TL
	64,6	Oct-1988	¿	TL

(Continuación)

Estación	Valor (mm)	Fecha	Inundación	Situación probable
Daimiel (E- 4037)	72,5	Dic-1961	Si	FE
	70,0	Oct-1973	No	TL
	70,0	Jun-1992	¿	TL
Campo de Criptana (E- 4105)	73,1	Oct-1982	No	TL
	63,6	Oct-1988	¿	TL
Villarrubia de los Ojos (E-4112)	75,0	Oct-1973	No	TL
Carrión de Calatrava (E-4120)	90,5	Dic-1996	Si	FE
	89,2	Ago-1969	No	TA
	66,8	Jun-1992	¿	TL
	60,7	Jun-1962	No	TL
Malagón (E-4124)	78,0	Jun-1992	No	TL
	68,6	Ene-1970	Si	FE
	61,0	Sep-1964	No	TA
Ciudad Real “Escuela” (E-4121)	76,4	Dic-1996	Si	FE
	60,0	Jun-1992	No	TL
C. Real “C. Esp. Santo” (E-4126)	117	Jul-1963	No	TA
	79,2	Dic-1996	Si	FE
	70,0	Abr-1981	No	FD
	64,1	Nov-1995	¿	TA
	64,0	Ago-1969	No	TL
C. Real "Emb. Gasset" (E-4129)	87,5	Ago-1969	No	TL
	65,7	Dic-1996	Si	FE
	64,0	Jun-1974	No	TA
Alcolea de Calatrava (E-4134)	80,0	Dic-1996	Si	FE
	60,5	Oct-1965	No	TL

**Tabla 1-2 . Mayores valores de precipitaciones máximas en 24 horas para la cuenca alta. TA = tormenta aislada, TL= tormenta local, FD = frente de invierno o primavera débil, FE= frente de invierno o primavera extenso. Para valores de P24h>60 mm.**

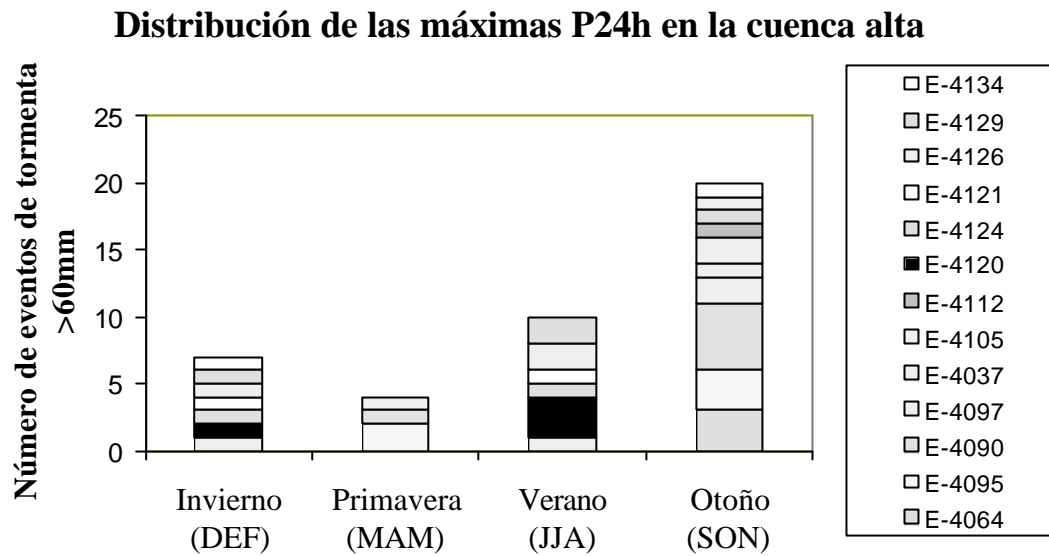


Figura 1-2. Distribución estacional de las lluvias máximas en 24h en la cuenca alta.

Estación	Valor (mm)	Fecha	Inundación	Situación probable
Badajoz "Instituto" (E-4478) (1876-1983)	83,2	Nov-1906	No	T <sub>¿</sub>
	70,0	Nov-1908	No	T <sub>¿</sub>
	70,0	Nov-1909	No	T <sub>¿</sub>
	67,8	Nov-1902	No	T <sub>¿</sub>
	67,6	Nov-1900	No	T <sub>¿</sub>
Badajoz "Talavera" (E-4452) (1961-1990)	70,5	Nov-1969	No	T L
	61,8	Sep-1962	No	TA
	52,0	Jun-1965	¿	TA
Valverde de Leganés (E-4483) (1942-1996)	77,0	Jun-1992	¿	TA
	70,6	Nov-1945	No	TA
	70,0	Sep-1986	No	T L
	65,0	Nov-1951	No	TL (port)
	64,5	Ago-1983	No	TA

(Continuación)



Estación	Valor (mm)	Fecha	Inundación	Situación probable
Barcarrota (E-4492) (1940-1996)	70,3	Abr-1987	No	F D
	70,0	Dic-1955	Si	FD
	67,0	En-1941	Si	F E
	65,0	Mar-1952	Si	FD
	65,0	Oct-1953	No	TA
La Albuera (E-4450) (1940-1996)	99,7	Nov-1954	No	TA
	63,5	May-1996	¿	FD
	60,0	Jul-1976	No	TA
Olivenza (E-4486) (1941-1995)	73,0	Ene-1941	Si	F E
	64,0	Nov-1969	No	T L
Montijo “instituto” (E-4444B) (1971-1997)	110,0	Nov-1997	Si	T L(*)
	64,0	May-1992	¿	FD
	61,0	Nov-1987	Si	TA
Salvatierra de los Barros (E-4446) (1974-1995)	94,0	Abr-1987	No	FD
	78,0	Sep-1993	¿	TA
	64,5	Nov-1982	No	TA
	64,5	Sep-1986	No	TL

**Tabla 1-3. Mayores valores de precipitaciones máximas en 24 horas para la cuenca media. TA = tormenta aislada, TL= tormenta local, FD = frente de invierno o primavera débil, FE= frente de invierno o primavera extenso. Para valores de P24h>60 mm.**

#### 1.3.2.1.4 Lluvias máximas en la cuenca media

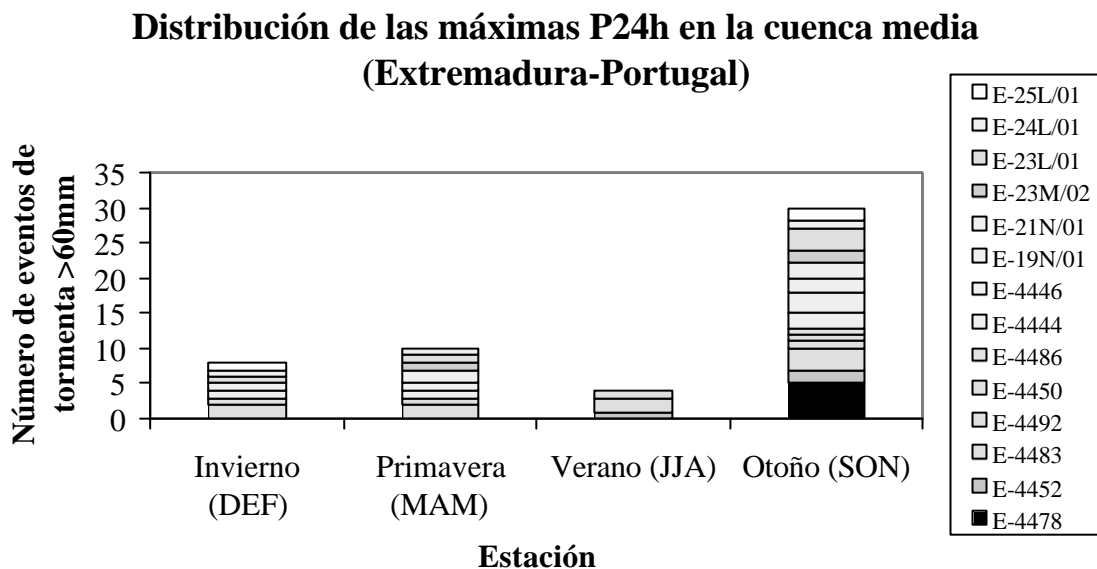
Se considera dentro de la cuenca media, la provincia de Badajoz, y también la zona del Alentejo portugués más próxima a Extremadura. A continuación se exponen los valores obtenidos de lluvias máximas diarias para la cuenca media en las estaciones españolas (tabla 1.3).

En el caso de las precipitaciones máximas en 24h para la zona de la cuenca media en Portugal (Provincia de Alentejo), los resultados se ofrecen en la tabla 1.4.

Estación	Valor (mm)	Fecha	Inundación	Situación probable
Arronches (E-19N/01) (1931-1996)	85,0	Sep-1957	No	TA
	84,0	Dic-1955	Si	FE
	73,2	Sep-1952	No	TA
Juromenha (E-21N/01) (1932-1995)	96,1	Nov-1951	No	TL(*)
	93,0	Mar-1947	Si	FE
	69,5	Dic-1958	No	FD
	68,2	Dic-1955	Si	FE
	63,0	May-1989	¿	FD
	60,3	Sep-1986	No	TA
Ponte de Mourao (E-23M/02) (1943-1982)	98,8	Nov-1951	No	TL(*)
	74,1	Nov-1982	No	TA
	60,4	Mar-1947	Si	FE
Reguengos de Monsaráz (E-23L/01) (1932-1996)	86,0	Nov-1951	No	TL(*)
	69,0	Nov-1954	No	TA
	67,0	Ene-1941	Si	FD
	67,0	Mar-1947	Si	FE
	65,0	Sep-1932	No	TA
Amieira (E-24L/01) (1951-1996)	126,4	May-1959	No	FD
	62,5	Feb-1962	Si	FD
	60,1	Oct-1979	No	TA
Pedrograo do Alentejo (E-25L/01) (1942-1997)	81,0	Nov-1993	¿	TL
	67,2	Ene-1988	¿	FD
	66,5	Sep-1983	No (*)	TA

**Tabla 1-4. Mayores valores de precipitaciones máximas en 24 horas para la cuenca media. TA = tormenta aislada, TL= tormenta local, FD = frente de invierno o primavera débil, FE= frente de invierno o primavera extenso. Para valores de P24h>60 mm.**

Hay una buena relación entre los máximos valores de precipitaciones en 24 h y su ocurrencia estacional (tabla 1.3 y 1.4, figura 1.3). La mayoría de los eventos ocurren en los meses otoñales, con claro predominio del mes de noviembre. Estas precipitaciones tienen como origen tormentas, en su mayor parte aisladas, ya que los registros no suelen dar valores máximos anuales en varias estaciones a la vez (p.ej. Los casos de Nov-1969 y Sep-1986 tuvieron lugar a la vez en dos estaciones).



**Figura 1-3. Distribución estacional de los máximos valores de precipitación en 24 h en las estaciones de la cuenca media (Extremadura y Portugal). Para valores de P24h>60 mm.**

A priori no parece existir relación entre lluvias altas en 24 h e inundaciones, ya que no hay relación directa entre un valor determinado de umbral. La presencia de una gota fría no es suficiente para que se produzcan inundaciones (Llasat y Puigcerver, 1989). De hecho, no se dan inundaciones nada más que en las lluvias altas de Nov-1987 y Nov-1997, mientras que las lluvias altas ocurridas en los meses de primavera e invierno sí que dan lugar a inundaciones. Tal es el caso de las de: Dic-1955, Mar-1947, Ene-1941, Feb-1962 y Mar-1952. Este dato corrobora bastante la condición de no necesidad de una tormenta con lluvias altas para generar inundaciones, y si parece reforzar la idea de la importancia de la precipitación antecedente y grado de saturación de la cuenca.

### 1.3.2.1.5 Lluvias máximas en la cuenca baja

En la cuenca baja del río Guadiana, dentro de la zona portuguesa (provincias de Alentejo y Algarve), los registros de precipitaciones máximas diarias recopilados son los que se muestran en la tabla 1.5.

Estación	Dato	Fecha	Inundación (1)	Situación probable
Serpa (E-26L/01) (1940-1996)	152,5	Oct-1931	No	TL
	102,1	Oct-1989	¿	TL
	90,4	Dic-1996	Si	FE
	89,8	Nov-1993	¿	TL
	88,0	Oct-1994	¿	TA
Trindade (E-26J/01)(1931-1996)	120,0	Nov-1977	No	TA
	78,4	Oct-1931	No	TL
	74,0	Dic-1992	¿	FD
	72,0	Mar-1947	Si	FE
	63,5	Dic-1995	¿	FD
Mértola (E-28L/01) (1939-1997)	126,6	Mar-1981	No	FD
	95,3	Oct-1989	¿	TL
	78,0	Oct-1967	No	TA
	76,2	Sep-1989	¿	TL
	74,8	Dic-1976	Si	FD
Almodóvar (E-28I/01) (1931-1997)	126,0	Mar-1992	¿	FD
	115,0	Oct-1955	No	TA
	98,5	Nov-1968	No	TA
	93,0	Mar-1952	Si	FD
	88,0	Nov-1945	No	TA

(Continuación)

Estación	Dato	Fecha	Inundación (1)	Situación probable
Alcoutim (E-29M/01) (1939-1995)	120,4	Oct-1983	No (*)	TL
	116,4	Mar-1942	No	FD
	115,6	Ene-1964	Si	F <sub>i</sub>
	101,4	Oct-1965	¿	TA
	101,2	Nov-1988	¿	TA
Castro Marim. Alcaria (E-30L/04) (1947-1995)	119,0	Dic-1949	No	FD
	116,0	Oct-1983	No (*)	TL
	109,0	Nov-1987	¿	TA
	92,0	Nov-1978	No	TA
	87,0	Nov-1989	¿	TA

**Tabla 1-5. TA= tormenta aislada, TL=tormenta local, FD=frente débil, FE=frente extenso. (1) No se disponen de datos históricos de inundaciones en Portugal con los que comparar las tormentas. Se han comparado con los datos históricos en España.**

Como se ha indicado anteriormente, la cuenca baja presenta unos valores más altos de precipitaciones máximas diarias, por lo que no se ha tomado un umbral determinado para colocar datos en la tabla, sino que se han tomado los cinco máximos valores recogidos de forma histórica en las estaciones. Estos valores muestran que no son raros registros superiores a los 100 mm diarios, y que además, según nos adentramos al interior, los valores disminuyen, acercándose a los valores umbrales estimados para la cuenca media y alta. Aún así, sólo existe una estación con un valor entre 60 y 70 mm, el resto son superiores a 70 e incluso 80 mm. Esta es la justificación de optar por el valor de 80 en caso de tener que situar una cifra mínima.

Respecto a la distribución estacional de las precipitaciones máximas (figura 1.4). En la cuenca baja ocurre de forma análoga a la cuenca media y sensiblemente distinta a la cuenca alta. Las precipitaciones elevadas ocurren en los meses otoñales, con predominio del mes de noviembre. Y en menor medida, también hay lluvias fuertes en las estaciones de invierno y primavera, y no hemos encontrado registros en el verano.

La relación entre inundaciones y los eventos máximos de precipitación parece estar menos clara debido a la ausencia de registros históricos de inundaciones en Portugal.

Estos datos han de compararse con los del registro histórico en territorio español, con lo que se pierde gran parte de la información de crecidas con carácter local. Estas crecidas en otoño suelen tener un menor desarrollo espacial, por lo que obviamente no han podido registrarse en cuencas españolas. Con los escasos datos de que se dispone, podemos aventurar que la situación parece ser similar a la ocurrida en la cuenca media. Ya que la coincidencia entre inundación y precipitación alta, suele ser en los meses de primavera e invierno debido a la entrada de frentes. Este es el caso de las tormentas de Dic-1996, Dic-1976, Ene-1964, Mar-1952 y Mar-1947, que sí dieron lugar a inundaciones.

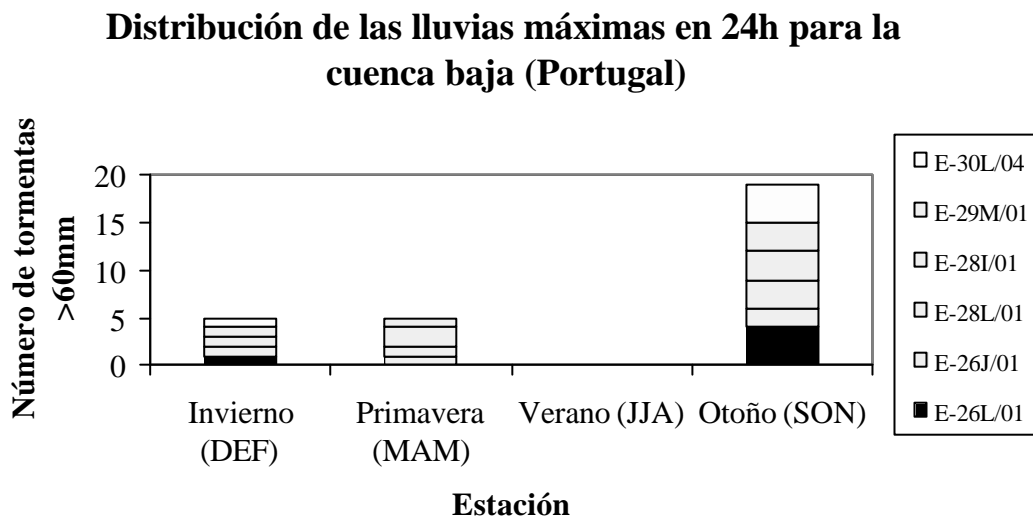


Figura 1-4. Distribución estacional de los máximos valores de precipitación en 24h en las estaciones de la cuenca baja (Portugal). Para valores de  $P_{24h} > 60$  mm.

## 1.4 Tipos de tiempo en la cuenca

Tradicionalmente se ha hablado de “tipos de tiempo” como el resultado de ciertas situaciones atmosféricas o situaciones b́aricas que se originan en el tiempo con una relativa frecuencia (Capel, 1981). Los tipos de tiempo est́an ligados a una escala mayor, y por tanto normalmente son situaciones que se miden a escala sinóptica y que configuran un panorama meteorológico. Se han descrito diferentes tipos en funci3n de

la circulación de vientos, configuración sinóptica en superficie y, en general, las diversas situaciones atmosféricas (Martín Vide y Olcina, 2001).

Los dos grandes tipos son el anticiclónico y el ciclónico. El primero de ellos se ha omitido por no tener relación alguna con las inundaciones. Este tipo de tiempo es el común en los meses de verano (hasta un 75%) y es bastante frecuente en el resto del año (en proporciones de hasta un 50%, según el año). Los tipos de tiempo que guardan estrecha relación con las inundaciones son los tipos ciclónicos, que serán estudiados a continuación a diferentes escalas, pero sobre todo en la escala sinóptica.

#### **1.4.1 La escala climática**

Las escalas de los fenómenos meteorológicos asociados con lluvias fuertes y referidos a un área afectada por la precipitación, influyen en el tipo y extensión de las inundaciones posibles resultantes (Hirschboeck *et al.*, 2000). La escala climática se refiere a la extensión espacial que presenta cada sistema atmosférico; hacer una diferencia entre las diferentes escalas tiene relevancia porque tiene gran influencia en las inundaciones. Los efectos son distintos ya que cada fenómeno tiene unas características de intensidad (I) y duración (D), que son los factores más importantes junto con la extensión espacial. Las escalas mayores (escala sinóptica y macroescala) suelen producir lluvias moderadas a fuertes sobre grandes regiones, mientras que las escalas menores (tormenta a mesoescala) tienen mucha menor entidad tanto espacial como temporal, pero sus lluvias suelen ser de mayor intensidad que las anteriores.

Estas cuatro escalas que a continuación se van a describir han sido constatadas como causantes de inundaciones en la cuenca del río Guadiana por Ortega y Garzón (2002). Los distintos tipos de lluvias causados por las precipitaciones de una u otra escala, no siempre suelen ser puros. Hay veces en que dentro de un sistema, por ejemplo convectivo, puede haber lluvias de tipo frontal (Llasat, 1998), o en que los fenómenos mesoescalares llevan borrascas acompañándolos y que en muchos casos agravan la situación (INM, 1998).

#### 1.4.1.1 Escala de tormenta

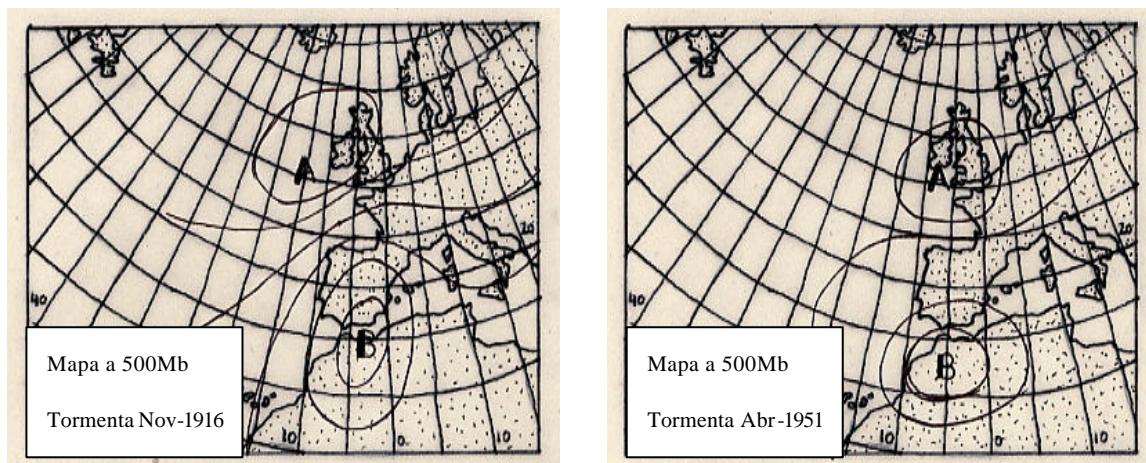
Es la menor de las escalas y se refiere a lluvias intensas que son, en su mayoría, de naturaleza convectiva. Estas lluvias generan situaciones de mayor riesgo que otras por la elevada frecuencia con que se producen en las últimas horas del día y primeras de la noche (Maddox y Chappell, 1978; Kömüschü *et al.*, 1998; Hirschboeck *et al.*, 2000), hecho que afecta a la evacuación de las poblaciones y que unido a la rapidez con la que se desarrollan las inundaciones, supone la situación más desfavorable.

La convección en España se suele producir en el este peninsular, sobre todo en la zona levantina de la comunidad Valenciana y Cataluña, aunque también esté presente en otras zonas como Pirineos y Cordillera Ibérica (Llasat y Puigcerver, 1994; Capel, 1998). La convección, que también se asocia al concepto de gota fría (Capel, 1981; Llasat, 1991), no suele dejar precipitaciones frecuentes en la zona suroccidental de la península, pero han sido constatados episodios a lo largo de toda la cuenca del río Guadiana, tanto en la cuenca alta, media y baja (Llasat y Puigcerver, 1989; Ortega y Garzón, 1997 y 2002; Brandao *et al.*, 2001; Potenciano, 2004). La presencia de lluvias se produce por la localización de una depresión en la zona del Golfo de Cádiz y existen dos posibilidades (Llasat y Puigcerver, 1989): (1) que se deban a la formación de un surco meridiano, ó (2) que estén relacionados a una procedencia de circulación zonal. Los centros de gotas frías han sido estudiados en la Península Ibérica por estos autores para el periodo 1974-1983. En la cuenca del río Guadiana se han descrito dos núcleos, uno en la zona manchega y otra frente a las costas del golfo de Cádiz; en ambos sitios se forman en los meses de la primavera y el otoño. La orografía y el paso simultáneo de frentes desempeñan un importante papel en la cantidad lluvia precipitada. Uno de estos núcleos está en la cuenca baja, la zona de sotavento del Algarve, favorecido por un efecto orográfico (Brandao *et al.*, 2001). También en la cuenca baja y muy relacionado con el núcleo portugués hay un núcleo en la zona de Huelva que deja lluvias que afectan a los denominados ríos costeros (Tinto, Odiel y Piedras), favorecidos igualmente por el efecto orográfico de la sierra de Aracena.

En la cuenca media también han sido citados eventos de tormentas, pero son menos frecuentes estas situaciones por la ausencia de zonas altas que favorezcan la elevación de las masas de aire húmedas. Uno de los núcleos de esta zona está en la zona de Zafra,



provincia de Badajoz (MOPU, 1985). Las épocas de generación de tormentas son la primavera y el otoño.



**Figura 1-5. Mapas sinópticos de las tormentas de Nov-1916 (izq) y Abr-1951 (dcha), que tuvieron como consecuencia elevadas precipitaciones en la cuenca. (Fuente: INM)**

El principal núcleo en importancia se sitúa en la cuenca alta, donde existe una relación con los fenómenos de gota fría levantinos (Capel, 1998; Potenciano *et al.*, 1999; Ortega y Garzón, 2002). Este núcleo presenta tormentas sobre todo en los meses otoñales, aunque también en otros meses del año (figura 1.5).

Las tormentas, por su pequeña escala espacial y temporal, desarrollan núcleos muy pequeños, del orden de 50 km<sup>2</sup> o menores que no suelen afectar a grandes ríos (Knox, 1978), como es el caso del río Guadiana. Dependiendo de la situación del núcleo en relación a la cuenca del afluente la situación puede llegar a producir inundaciones en cuencas pequeñas de afluentes que generalmente suelen ser del tipo inundación relámpago (Hirschboeck *et al.*, 2000).

#### **1.4.1.1.1 Características de las lluvias.**

La principal cualidad es la gran intensidad de las lluvias (Olcina, 1994) y su escasa duración, desde unos minutos a pocas horas (Llasat, 1991; Ortega y Garzón, 2002). Como característica general, estos episodios suelen dejar valores superiores a los 100 mm en intervalos menores a una hora, aunque por problemas de precisión en las estaciones suelen darse como valores superiores a 100 mm medidos en 24 h (Martín

Vide y Olcina, 2001). Cuando están disponibles los datos del pluviograma, la intensidad suele ser de 30 mm/30 minutos. El INM propone valores mínimos de 30 mm / h (intensidad fuerte) y superiores, como 30-60 mm (intensidad muy fuerte) y >60 mm/h (intensidad torrencial). En la cuenca del río Guadiana, como se desprende del análisis efectuado de las lluvias máximas en 24 h, las tormentas convectivas no alcanzan los valores considerados como medios en España, si exceptuamos la cuenca baja, donde los valores de 100 mm/día son frecuentes.

Respecto a la intensidad, no se ha podido desarrollar este aspecto en la presente tesis, al no contar la cuenca con series de datos minutales, excepto la estación de Talavera “base aérea”. Sí existe información en el tramo portugués (Brandao, 1995; Brandao y Rodríguez, 1997; Brandao *et al.*, 2001), pero la mayor parte de la cuenca no queda cubierta, y por tanto se ha desechado un análisis de la intensidad.

#### **1.4.1.2 Mesoescala**

A nivel de mesoescala también se da convección, que supera el tamaño celular, de 5 a 10 km y pasa a tener dimensiones mayores, de 2 a 2000 km (Llasat *et al.*, 1996). El funcionamiento de la convección a esta escala es, no obstante, diferente, ya que el área afectada es mayor, y también lo puede ser la duración de las lluvias. En EE.UU. se han definido varios elementos convectivos de mesoescala (Maddox *et al.*, 1979; Hirschboeck *et al.*, 2000). Los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) suelen ser frecuentes en el área mediterránea, como atestiguan los trabajos de Riosalido (1990 y 1998), Riosalido *et al.* (1998), Ramis *et al.* (1994), Llasat y Puigcerver (1994); Llasat *et al.* (1996), Jansá *et al.* (1994) y Kömüscü *et al.* (1998). Inicialmente Maddox (1980) los definió como complejos convectivos de mesoescala (MCC), pero los criterios en los cuales se basó no se cumplen en el área mediterránea (Riosalido, 1990). Por esta razón a este tipo de convección se le denomina Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

La región mediterránea tiene una de las más altas concentraciones de ciclogénesis del mundo (Kömüscü *et al.*, 1998). La precipitación de estos sistemas se debe a ciclones formados en el Golfo de Génova o en el Adriático (Jansá *et al.*, 1994) e incluso en Argelia (Martín Vide y Olcina, 2001), que aportan grandes cantidades de humedad a zonas muy distantes de ellos.

El momento de máximas lluvias se produce durante la noche (Maddox y Chapell, 1978) entre las 22,00h y las 5,00h (Kömüscü *et al.*, 1998), con intensidades grandes y duraciones variables, que producen inundaciones de tipo relámpago. Se han registrado lluvias de hasta de 800 mm/24h a lo largo de muchas localidades mediterráneas (Kömüscü *et al.*, 1998), y valores de 300 mm no son extraños durante estos eventos. En Oct-1987, en las inundaciones de Cataluña, bajo un sistema convectivo de mesoescala se dieron valores de 305 mm, con intensidades de 35 mm/h (Ramis *et al.*, 1994). El problema con estos eventos es que los registros de 24h minimizan la gravedad de las lluvias, ya que su intensidad es grande y llega a cambiar de 50 a 100 años el periodo de retorno de las lluvias, como fue el caso de las inundaciones de Izmir (Turquía) en 1995 (Kömüscü *et al.*, 1998). La ocurrencia estacional de estos fenómenos en el mediterráneo es desde finales del otoño hasta comienzos de la primavera (Jansá, 1992), con incidencia alta en el otoño (episodios de Cataluña: Oct-1987, Nov-1988, Cataluña, sur de Francia e Italia: Sep-1992, Turquía: Izmir, Nov-1995, Extremadura: Badajoz, Nov-1997). La detección de estos sistemas mesoescalares es posible en la actualidad, pero de los eventos de lluvias pasados no se puede conocer la naturaleza a ciencia cierta al necesitar, para su precisión, de análisis termodinámicos (temperatura inferior a  $-52^{\circ}\text{C}$  en un área superior a  $10.000\text{ km}^2$ , índice de energía potencial disponible para la convección, índice de inestabilidad convectiva), análisis de su excentricidad (índice superior a 0.7), masas de agua precipitable y frecuencia de rayos (Riosalido, 1998, Llasat *et al.*, 1996).

Esta es la razón de que el evento que se va a describir, y que ocurrió recientemente en la cuenca del río Guadiana, muy posiblemente no sea el único que haya causado inundaciones de gravedad en época histórica.

El único evento de mesoescala estudiado, que ha desarrollado en inundaciones en la cuenca del Guadiana es el ocurrido el 5-6 de noviembre de 1997, con el resultado del desbordamiento de numerosos ríos y arroyos de la cuenca a lo largo de Extremadura y Portugal. El fenómeno afectó a un área muy grande, aunque las mayores precipitaciones cayeron en las cercanías de Badajoz capital, con la consecuencia de inundaciones en arroyos con cuencas de tamaño reducido. Las víctimas mortales ascendieron a 21 en Badajoz y 10 en Portugal, y las familias afectadas fueron más de 1000.

La descripción completa de las lluvias y de la naturaleza del evento se llevará a cabo en el capítulo 4 de la presente tesis, al estar íntegramente dedicado a esta inundación.

#### **1.4.1.3 Escala sinóptica**

La climatología sinóptica analiza el clima de forma local o regional en relación a la circulación a gran escala (Barry y Chorley, 1972). Esta escala pertenece a las de mayor tamaño dentro de la clasificación establecida por Hirschboeck *et al.* (2000).

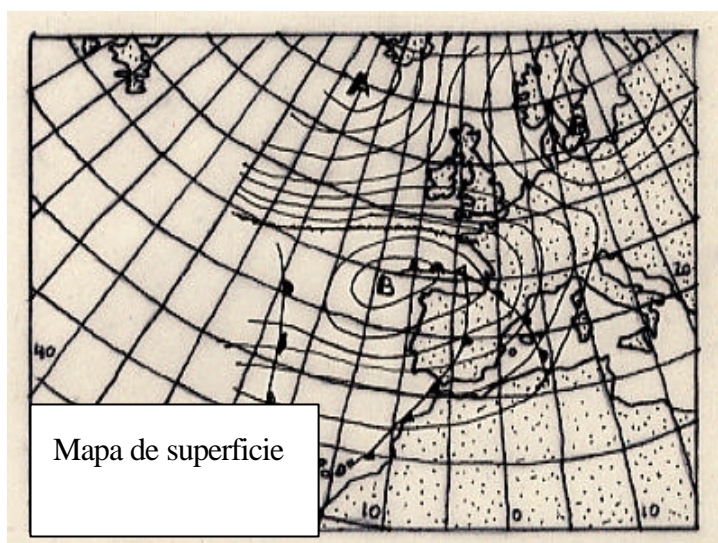
Las lluvias proceden de formación de crestas y surcos, que generan centros de bajas presiones en los que hay una gran cantidad de aire húmedo que causan lluvias persistentes a lo largo de zonas frontales (Hirschboeck *et al.*, 2000). Son lo que popularmente se conoce por frentes asociados con mal tiempo, cuya duración dependerá de la naturaleza y contenido en humedad. A estos mecanismos de precipitación, Capel (1998) les ha llamado mecanismos de circulación rápida e híbrida. Los mecanismos de circulación rápida son originados por el *jet polar* que afecta a España en la zona del atlántico en régimen zonal o con grandes ondulaciones. Esto va acompañado por bajas presiones en casi todo el territorio nacional y se crean frentes con flujos del oeste, noroeste y norte que llevan gran carga de agua (elevada capacidad hidrosférica), que dan lugar a lluvias generalizadas. Los mecanismos de circulación híbrida son frentes del SW en los que el *jet polar* circula de forma lenta; los frentes son más reducidos en extensión y las masas de aire tienen también trayectoria marítima, con lo que también presentan alta capacidad higroscópica. Los frentes suelen causar inundaciones sobre todo en los ríos con cuencas grandes (Knox, 1978) ya que las lluvias que ocasionan suelen ser muy extensas (Capel, 1998, Hirschboeck *et al.*, 2000).

En España, los frentes que causan inundaciones tienen orientaciones preferentes, como W-E, NW-SE, SW-NE, N-S y NE-SW (Capel, 1981 y 1998, Benito *et al.*, 1996). En la cuenca del río Guadiana no afectan todos por igual. A estos frentes García de Pedraza y Reija (1994) los denominaron tipos ciclónicos, indicando que se dan con mayor frecuencia en invierno y primavera, mientras que habría un subtipo de levante que se da en otoño. Este subtipo se ha interpretado dentro del apartado de tormentas.

Los sistemas frontales con una mayor entidad en las precipitaciones dejadas son, sobre todo, y en orden de importancia, los tipos frontales del W-E, y SW-NE, cuya capacidad pluvial es distinta según la época del año en la que se esté (Capel, 1998). Los tipos del W suelen actuar en invierno y primavera (sobre todo en diciembre), mientras que los tipos del SW lo hacen en primavera (sobre todo en abril) y otoño (noviembre).

#### 1.4.1.3.1 Frentes del oeste

Son los más frecuentes en la cuenca del río Guadiana y también son los que dejan mayores precipitaciones en los meses de invierno. Estos frentes son los causantes de la mayor parte de las inundaciones en la cuenca, que suelen ocurrir en los meses de invierno. La intensidad de las lluvias es media y la duración de las lluvias larga (Ortega y Garzón, 2002). Suponen un tiempo malo y persistente, con vientos fuertes, cielos cubiertos y lluvias duraderas (Capel, 1981). La situación sinóptica más frecuente es la expuesta en la figura 1.6 (enero de 1970).



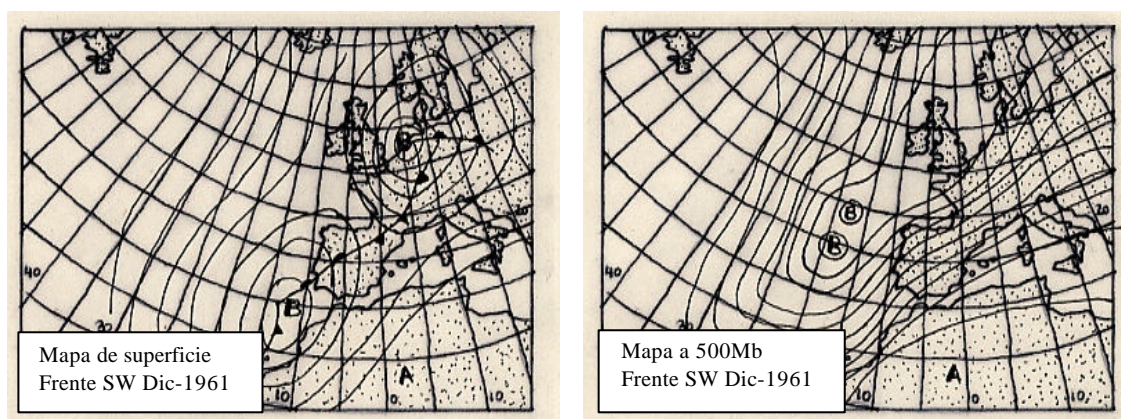
**Figura 1-6.** Mapa de superficie de la situación frontal proveniente del oeste, que en Ene-1970, dejó abundantes precipitaciones e inundaciones en la cuenca del río Guadiana. (Fuente: INM).

#### 1.4.1.3.2 Frentes del suroeste

Son los segundos en importancia dentro de la cuenca (Ortega y Garzón, 2002). Suelen aparecer en primavera y otoño, dejando precipitaciones durante un intervalo de tiempo menor, que normalmente abarca dos o tres días (Capel, 1981). El carácter de las



precipitaciones es tormentoso, con nubes de gran desarrollo vertical que quedan influidas por los relieves locales que acentúan las lluvias por el efecto orográfico. La intensidad de las precipitaciones es alta. La situación que se muestra en la figura 1.7 ejemplifica este tipo de circulación ciclónica.



**Figura 1-7. Mapa de superficie de la situación frontal del suroeste que produjo inundaciones en diciembre de 1961 (izq.) y mapa sinóptico a 500Mb de la misma situación en diciembre de 1961 (dcha.). (Fuente: INM).**

#### 1.4.1.4 Macroescala

Según Hirschboeck *et al.* (2000) se considera macroescala la representación de situaciones meteorológicas de tamaño muy grande, normalmente mayores de 10.000 km de longitud, con una escala temporal de actuación superior al mes. Entran en este grupo teleconexiones, circulaciones monzónicas e ITCZ (cinturón de convergencia intertropical). En la cuenca del río Guadiana solo ha sido probada la existencia de teleconexiones con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), aspecto que será desarrollado en la presente tesis.

Las teleconexiones se estudian a nivel de perturbaciones o cambios existentes con una frecuencia alta. Estas anomalías en la circulación atmosférica normal, según Hirschboeck (1987) están asociadas con inundaciones debidas a condiciones meteorológicas extremas, algo que también ha sido apuntado por otros científicos, como Hurrell *et al.* (2003).

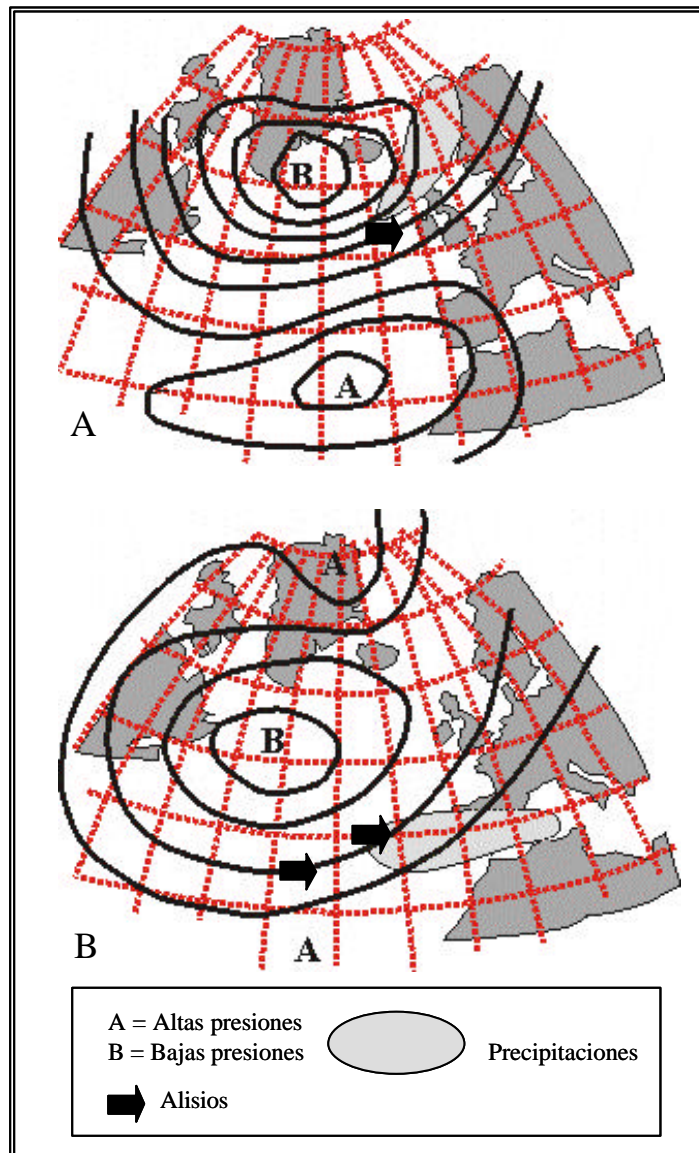
#### 1.4.1.4.1 Teleconexiones. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

Las teleconexiones son relaciones entre atmósfera y océanos en regiones separadas y que son definidas estadísticamente (Hirschboeck *et al.*, 2000). La escala es mayor a la sinóptica, considerándose relaciones de macroescala. No es un sistema productor de lluvias en sí, y tampoco de un tipo de tiempo, ya que operan a través de generación o no de sistemas frontales de escala sinóptica, aunque la conexión es a mayor escala. Además, son perturbaciones o patrones de variabilidad de baja frecuencia (Martín Vide y Olcina, 2001); en este caso, la serie de datos presentada por Hurrell (1995) contempla cambios a escala anual y decadal.

En Europa la teleconexión más estudiada es la NAO, un patrón de variaciones en la circulación atmosférica a gran escala que supone cambios en las temperaturas superficiales de los océanos y corrientes, en la intensidad y número de tormentas, en las precipitaciones e incluso en la economía (Hurrell *et al.*, 2003). Estas variaciones se estudian a partir de una serie de variables recogidas en puntos muy distantes, como es el caso de Islandia y Azores o Lisboa, y se reflejan en forma de índices que han sufrido modificaciones desde el primero de 1932 (Walker y Bliss, 1932) hasta el elaborado por Hurrell (1985), actualmente el más empleado. El índice de Hurrell (1995) refleja la variación en la presión superficial entre Lisboa e Islandia. Hemos observado que cuando el índice es positivo en la cuenca media y baja no existen lluvias en invierno. Mientras que si el índice es negativo (diferencia negativa entre las presiones de Lisboa e Islandia), las lluvias son abundantes. La fase negativa supone un debilitamiento del anticiclón de las Azores, con el consiguiente aumento del tiempo inestable en invierno, con entrada de frentes (Figura 1.8B). Según Jacobeit (1987) esta fase negativa produce un bloqueo en altas presiones, con el resultado de mayor circulación meridional que deriva en lluvias en el mediterráneo occidental. Goodess y Jones (2002) indican el aumento del flujo de tipo zonal para este periodo.

Los trabajos de Martín Vide y Olcina, (2001); Martín Vide y Fernández (2001) y Rodríguez-Puebla *et al.* (2001) indican que la relación entre el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y las lluvias invernales es grande en Extremadura, cuenca baja de Portugal y Huelva con coeficientes de correlación entre la precipitación invernal y el índice NAO de  $-0.6$  y superiores, lo que indica una correlación opuesta (a más

lluvias, más bajo es el índice). Según estos autores, el índice NAO presenta mala correlación en el resto de la España peninsular y esta es la razón de la importancia que supone la cuenca del río Guadiana para establecer nexos climáticos a gran escala.



**Figura 1-8. Situación sinóptica de NAO positiva (A) y negativa (B), con los centros de altas y bajas presiones y zonas probables de precipitación (Modificado de Stephenson, 1999)**

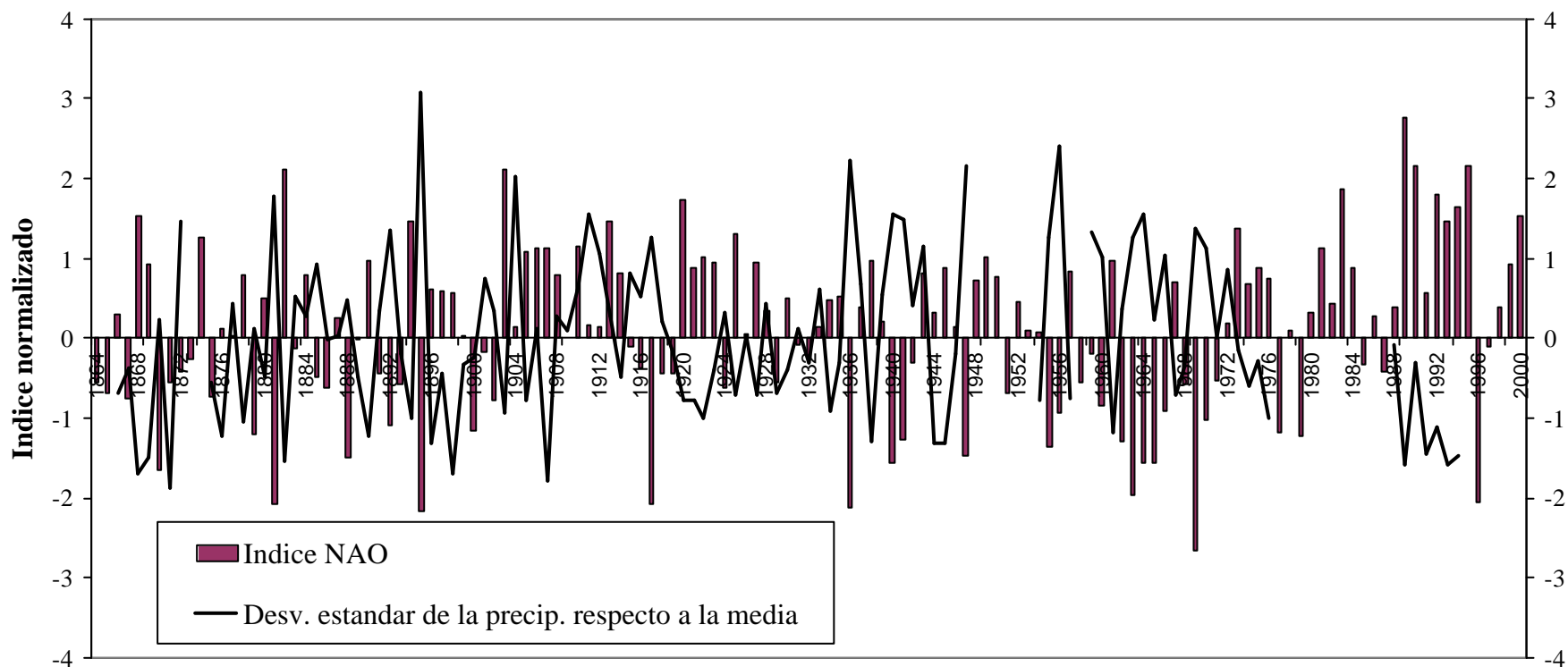
En el mismo sentido, el trabajo de Goodess y Jones (2002) aporta valiosa información sobre la relación entre lluvias de invierno y periodos de NAO negativa, y además indican una variación en las tendencias con el tiempo. Para el periodo 1958-77 el valor de correlación es menor que para el periodo 1978-1997. Los mismos autores establecen



asimismo relaciones entre NAO negativa y determinados tipos de circulación, siendo los más relacionados los tipos ciclónicos, ciclónico híbrido y flujos direccionales con componentes del SW y W. Todos los trabajos de relación apuntan a las lluvias, pero por primera vez en España, Trigo *et al.* (2004) indican la relación entre caudales en las tres cuencas atlánticas y el índice NAO. Además, señalan la variación temporal de la correlación entre NAO y caudales, que se hace más fuerte a partir de 1973, con valores de -0,79 para la cuenca del río Guadiana, una relación mayor que la que se proponía inicialmente para las lluvias por Martín Vide y Fernández (2001).

En la presente tesis doctoral, como comprobación de estas posibles teleconexiones entre la NAO y el Guadiana en la zona de Extremadura, hemos relacionado el índice de Hurrell para los cambios en las presiones invernales, con los valores de precipitación invernal en la estación de Badajoz “Instituto” (que posee la serie más larga de registros en la cuenca) y con las inundaciones históricas invernales en la cuenca del río Guadiana. El índice comprende el periodo húmedo del año, incluyendo los valores en los meses de diciembre, enero, febrero y marzo. Se han comparado la desviación respecto de la media de los valores de precipitación de invierno en la estación de Badajoz “Instituto”, que han sido normalizados, al igual que lo está el índice NAO (figura 1.9). Los resultados ofrecidos por esta comparación demuestran que hay una relación alta entre las modificaciones del índice y las lluvias de invierno en esta zona de la cuenca. Cuando los valores son negativos (NAO negativa) las lluvias son abundantes, desviándose positivamente respecto a los valores medios. Mientras que si los valores son positivos (NAO positiva), las desviaciones son negativas y las lluvias de invierno son escasas.

**Índice NAO (Hurrell, 1995) y desviación estándar de la precipitación invernal. Estación de Badajoz.**



**Figura 1-9. Índice NAO de Hurrell y desviación estándar de las precipitación invernal (D-E-F-M y adscrita al año de cada enero) en la estación de Badajoz “Instituto”.**

Una vez establecida la relación entre lluvias e índice NAO, se ha comparado el índice con las inundaciones ocurridas en la cuenca que se hayan dado en cualquiera de los meses invernales. La relación entre periodos negativos del índice y la existencia de inundaciones es muy clara (Figura 1.10). Casi todos los eventos de invierno se producen en momentos en los que la diferencia de presiones es menor y se debilita el anticiclón de las Azores, por lo que se permite más fácilmente la entrada de sistemas frontales de invierno.

Año	Valor del índice NAO (-1<)	Desviación respecto de la media	Inundación histórica	Fecha
1870	-1,64	0,22	No	-
1881	-2,07	1,78	Si	Ene-1881
1892	-1,1	1,35	No	-
1895	-2,17	3,07	No	-
1900	-1,16	-0,2	No	-
1917	-2,07	1,2	Si	Feb-1917
1936	-2,12	2,22	Si	Ene-1936
1940	-1,56	1,54	Si	Feb-1940
1941	-1,26	1,47	Si	Ene-1941
1947	-1,48	2,14	Si	Ene-1947, Mar-1947
1955	-1,37	1,25	No	-
1962	-1,3	0,37	Si	Ene-1962
1963	-1,96	1,25	Si	Feb-1963
1964	-1,56	1,55	Si	Feb-1964
1965	-1,57	0,22	Si	¿-1965
1969	-2,67	1,37	Si	Mar-1969
1970	-1,03	1,12	Si	Ene-1970
1977	-1,17	-	Si	Dic-1976
1979	-1,23	-	Si	Feb-1979
1996	-2,06	-	Si	Ene-1996

**Tabla 1-6. Índice NAO inferior a -1 y su relación con las inundaciones históricas**

Se han representado en la tabla 1.6 los valores en los que la oscilación ha sido más negativa (índice NAO negativo), tomando como valor de referencia aquellos años en el que el valor del índice fue inferior a  $-1$ , y se han relacionado el año en cuestión con su valor de precipitación invernal y las inundaciones históricas. El resultado muestra que prácticamente en todos los años seleccionados se han producido inundaciones en los meses de estudio. Esto indica que la NAO se muestra como uno de los mecanismos productores de precipitación más efectivos.

#### **1.4.1.4.2 Relaciones estadísticas**

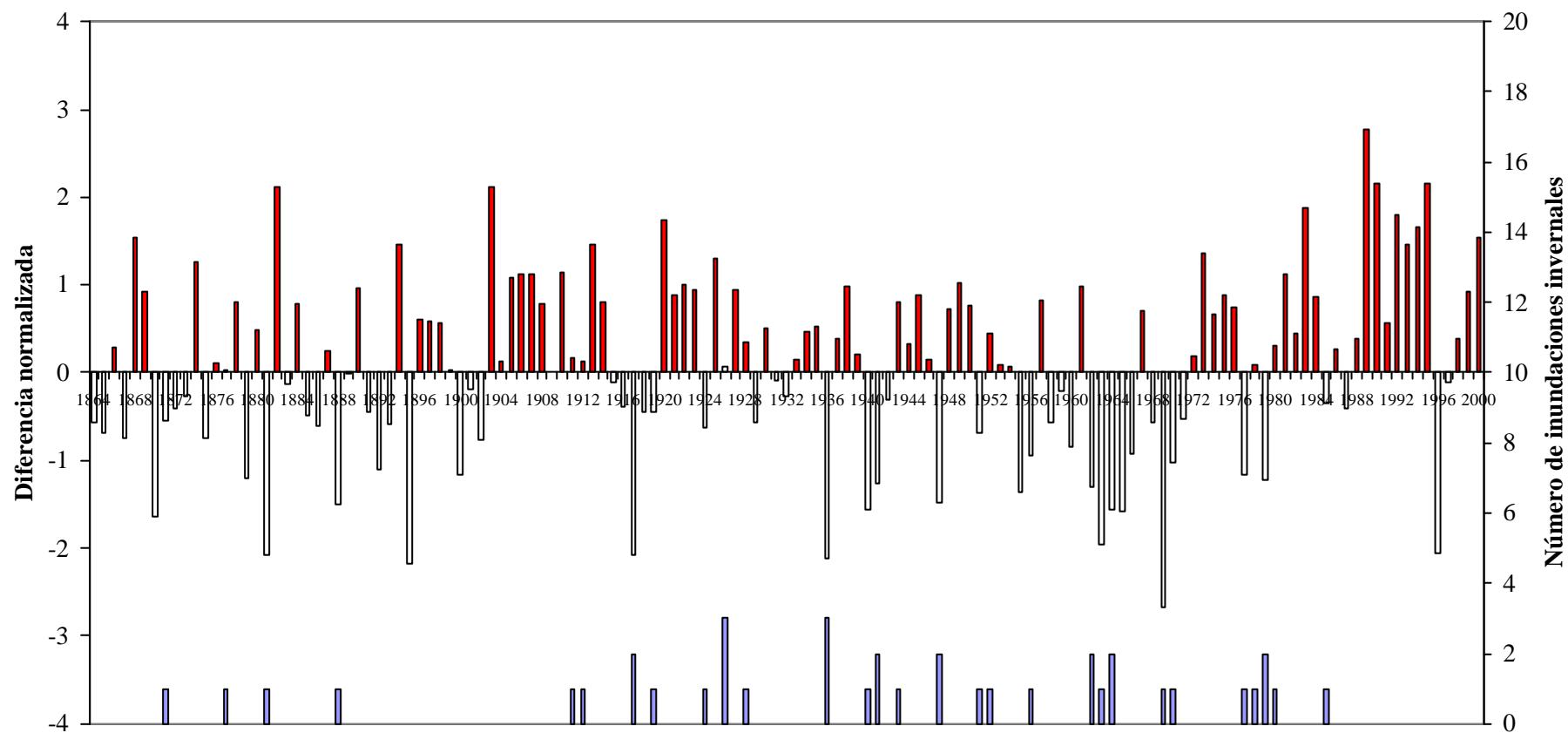
Para establecer relaciones estadísticas entre las variables estudiadas, se han efectuado análisis de datos medios, correlaciones y de la varianza mediante ANOVAS.

Para ello se han tomado como variables: (1) el índice NAO normalizado, tomado de Hurrell (1995), (2) las desviaciones de la precipitación invernal respecto a la media en la estación de Badajoz, (3) las inundaciones invernales en la cuenca del río Guadiana, tomadas de dos formas: número de inundaciones (0, 1, 2 ó 3 eventos en un mismo año) y ocurrencia de inundación (0 = año sin inundación, 1 = año con inundación), (4) el índice NAO  $-1$  ó índice NAO del año anterior.

Los supuestos que se han planteados son:

- a. Relación entre el índice NAO y las precipitaciones invernales.
- b. Relación entre el índice NAO y las inundaciones invernales
- c. Importancia del número de inundaciones con el índice NAO
- d. Relación entre el índice NAO del año anterior con las inundaciones invernales del año siguiente

### Índice NAO (1864-2000) e inundaciones históricas invernales



**Figura 1-10. Índice NAO de Hurrell (1995) e inundaciones invernales en la cuenca del río Guadiana (periodo 1864-2000). El valor del índice se refiere al periodo invernal (D-E-F-M) y se adscribe al año de cada enero.**

### *Relación entre el índice NAO y las precipitaciones invernales*

La correlación que muestran es de  $-0.68$ . Esto indica que se correlacionan bastante bien y con una probabilidad mayor de 1 entre 10.000 las dos variables están relacionadas no aleatoriamente. Existe pues una relación directa entre la presencia de lluvias en invierno e índice NAO negativo (correlación negativa).

### *Relación entre el índice NAO y las inundaciones invernales*

La correlación que muestran ambas variables es de  $-0.46$ . En este caso existe de nuevo buena correlación negativa entre ambas, apareciendo las inundaciones invernales en años con índice NAO negativo. La probabilidad de que esta asociación se deba al azar es mayor de 1 entre 10.000.

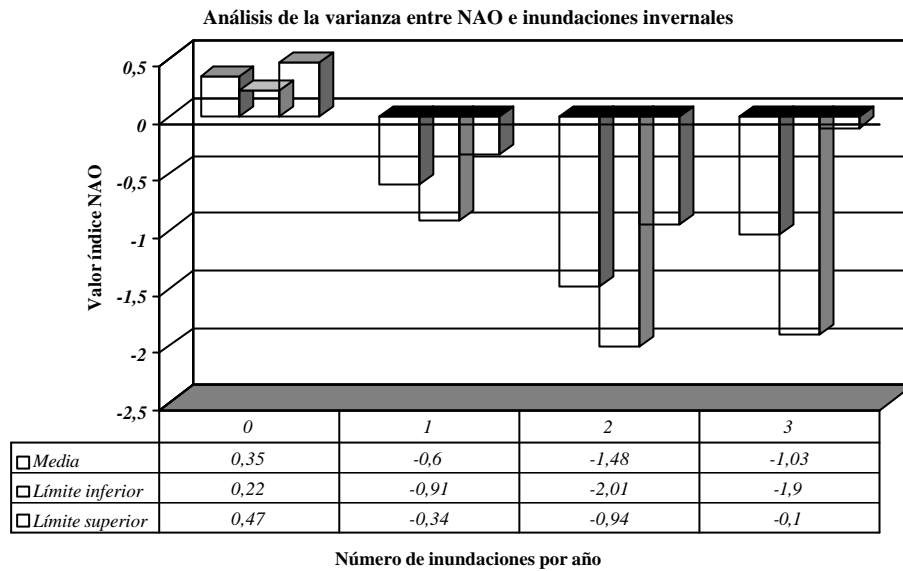
### *Importancia del número de inundaciones con el índice NAO*

En este caso se ha realizado un análisis de la varianza mediante el método de ANOVAS para ver si existen diferencias entre la ocurrencia de varios eventos en un mismo año, análisis realizado al 95% de intervalo de confianza (figura 1.11). La media obtenida del índice NAO para un año sin inundación (valor 0) es de 0.35. En general, se puede decir que en los años de índice NAO+ suelen darse pocas inundaciones en invierno. Para una sola inundación por año, la media que se obtiene es de  $-0.6$ , y muestra que suele ocurrir en años de NAO-. Para dos inundaciones, el valor de la media crece, siendo de  $-1.48$ , e indica que se han dado dos crecidas en invierno en años con un índice NAO fuertemente negativo. Por el contrario, los años con tres eventos ofrecen un valor medio de  $-1.03$ , más bajo que en el caso anterior, pero que por el contrario no ofrece demasiadas garantías de credibilidad, ya que son sólo dos años, uno fuertemente negativo, y otro cercano al valor de 0. Existe por tanto, una clara relación entre el índice NAO- y la presencia de inundaciones invernales en la cuenca, algo que se confirmaba en el supuesto anterior. Y además parece existir relación entre el número de eventos ocurridos en el invierno en un año, y el valor negativo que toma el índice. Los años con un solo evento presentan valores negativos débiles, mientras que los años con más eventos toman valores negativos fuertes. Esto no ocurre así en los años con 3 eventos. Si éste mismo análisis lo realizamos sin tener en cuenta el número de inundaciones

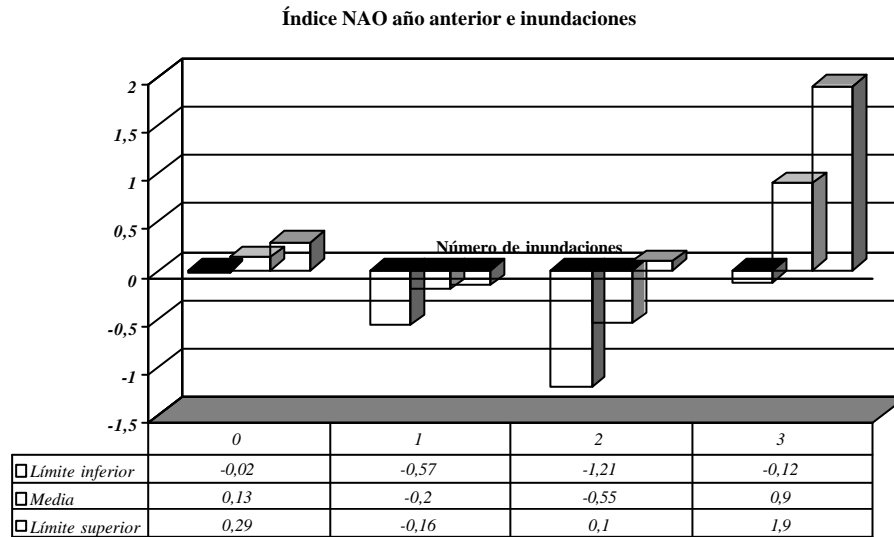
ocurridas en el año, tan solo considerando la existencia o no de eventos, los resultados indican una media más alta en los años con inundación (-0.8) y unos límites más amplios (-1.07 a -0.58). Los resultados vuelven a indicar que las variables guardan relación.

*Relación entre el índice NAO del año anterior con las inundaciones invernales del año siguiente*

A nivel predictivo se ha intentado ver si existe relación con el índice NAO de un año y la presencia de inundaciones el año siguiente. Este supuesto ha sido negado por Hurrell *et al.* (2003), ya que "...hay pocas pruebas de que la NAO varíe en alguna escala temporal preferente. Pueden ocurrir grandes variaciones de un año a otro, y ser aleatorias (e impredecibles)...". Esta aleatoriedad se confirma estadísticamente, ya que los resultados al comparar el índice NAO-1, y la precipitación invernal, la probabilidad de que la relación entre ambas sea debida al azar es de 0.33, esto sugiere que no están relacionados. El índice de correlación es de -0.07, muy cercano a cero. Con las inundaciones pasa igual, la probabilidad de relación debida al azar es de 0.43, algo más elevada, pero igualmente significativa, y el índice de correlación de -0.09, también cercano a cero. Con un 95% de intervalo de confianza, un análisis de la varianza mediante el método de ANOVAS indica que los años sin inundación tienen un valor medio del índice de 0.13, mientras que los años con inundación (independientemente del número de ellas que ocurran ese invierno), tienen un valor medio del índice de 0.14 negativo. Parece ser cierto que no hay correlación entre la NAO de un año y las inundaciones o precipitaciones del siguiente año (figura 1.12). Aunque la persistencia de valores positivos del índice los años sin inundación, y negativos los años con inundación pueden señalar, en contra de lo que aseguran Hurrell *et al.* (2003), una cierta dependencia, que puede deberse a que existen periodos de NAO positiva o negativa prolongados, y por tanto asociación entre valores negativos y ocurrencia de evento. Estos periodos prolongados de NAO positiva o negativa se relacionarían con las inundaciones sin necesidad de una causa directa por un efecto "paraguas".



**Figura 1-11. Análisis de la varianza entre el índice de la NAO y el número de inundaciones.**



**Figura 1-12. Relación entre el índice NAO de los meses de invierno del año anterior y las inundaciones históricas invernales del año siguiente.**



## **1.5 Síntesis de los aspectos más significativos**

La cuenca del río Guadiana no presenta igual respuesta a las lluvias debido a la presencia de heterogeneidades (relieve, orientación, influencia de masas húmedas, continentalidad). El resultado son lluvias estacionales no homogéneas en casi todas las estaciones, excepto el invierno. Estas diferencias en los periodos de ocurrencia de las lluvias (estacionalidad) marcan también diferencias en las inundaciones. Si analizamos los registros de lluvias máximas en 24h, nos indican que los mayores valores de precipitaciones en toda la cuenca ocurren en los meses otoñales, seguidos por los de primavera, verano e invierno. Pero su distribución espacial no es homogénea en toda la cuenca del río Guadiana. Exceptuando las precipitaciones de otoño, comunes en toda la cuenca, el resto de las lluvias registradas no presentan igual distribución en las tres zonas de la cuenca. Las diferencias son mayores en las lluvias de los meses de verano. Estas son importantes en la cuenca alta y van perdiendo importancia según descendemos hacia la cuenca media, desapareciendo en la cuenca baja. En los meses primaverales la situación es ligeramente a la inversa, perdiendo intensidad hacia la cuenca alta. Los eventos lluviosos de los meses invernales parecen ser equilibrados en las tres zonas.

Pero cuando comparamos la información de las lluvias con las de las inundaciones, vemos que no hay una relación entre valores altos de precipitación en 24 horas y ocurrencia de inundaciones. Esta baja correlación es especialmente significativa en los meses otoñales y de verano, con escasez de coincidencias. Cuando la relación sí ofrece buenos resultados es entre lluvias altas y crecidas para los meses de invierno e inicio de la primavera (marzo). En este sentido es muy difícil hacer una diferencia entre el final del invierno y el inicio de la primavera, y podrían considerarse a todos los eventos de precipitación como situaciones ligadas al invierno. Por el contrario, las lluvias de otoño y verano suelen estar producidas por tormentas locales o aisladas, mientras que en primavera e invierno lo están por frentes con una distribución espacial más amplia. La diferencia de mecanismos parece explicar parte de la falta de inundaciones fuera del invierno. Otra cuestión de interés es la precisión de los datos, ya que las inundaciones históricas no reflejan bien los eventos ocurridos en cuencas pequeñas al no quedar registrados y son estos eventos los que en su mayor parte producirían situaciones de

convección a escala de tormenta. En relación con la falta de datos, la ausencia de recopilaciones de inundaciones históricas en Portugal dificulta la verificación de la relación entre lluvias e inundaciones en esta importante parte de la cuenca, quedando la relación limitada a eventos generales que suelen darse en invierno y afectan a toda la cuenca, por lo que han quedado registrados en los archivos españoles.

Algunos autores han señalado la importancia del refuerzo orográfico en la zona baja de la cuenca (Algarve y Sierra de Aracena), aspecto que combinado con convección a mesoescala a la vez que se da un frente puede generar situaciones de desbordamiento en los ríos de estas áreas. Además de esta característica orográfica, existen otros factores que refuerzan la generación de inundaciones, el más importante de los estudiados aquí es la humedad antecedente, que juega un importante papel en las inundaciones de la cuenca. Los eventos de inundación se asocian con años en los que el valor de precipitación no es tan grande, pero en los que sí hay constancia de lluvias continuas en varios meses. En estos años suele haber varios eventos de inundación a lo largo del año.

La escala es una importante herramienta para distinguir diferencias en las inundaciones causadas por situaciones meteorológicas. A pequeña escala, las tormentas se deben sobre todo a situaciones de gota fría, son de carácter local y aparecen en los meses otoñales de forma general en toda la cuenca (también en verano en la parte alta). Las intensidades de lluvia determinan la generación de inundaciones posteriores. La medida de la intensidad es muy escasa en la cuenca, por no existir una red de pluviógrafos amplia. La determinación suele hacerse a escala diaria en 24h. La escala sinóptica es la que mejor se relaciona con las inundaciones. Las lluvias de invierno están producidos por frentes con dirección W, intensidad baja y duración alta. En primavera, los frentes son más intensos y menos duraderos, y las inundaciones menos frecuentes, excepto cuando se da un refuerzo orográfico, que provocan inundaciones locales. A nivel de macroescala se han encontrado asociaciones significativas entre las inundaciones de invierno, y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). El índice NAO y las inundaciones invernales presentan una elevadísima relación. Valores negativos del índice se relacionan con aparición de inundaciones en invierno, mientras que valores positivos del índice se relacionan con ausencia de inundaciones. Con las precipitaciones la relación es aún mayor, existiendo una muy buena correlación entre valores del índice NAO

negativos y precipitaciones superiores a lo normal en invierno. Estadísticamente hay alta probabilidad de que la relación entre las tres variables (índice NAO, precipitaciones e inundaciones invernales) no se deba a una simple coincidencia.

Índice del capítulo

<b>2.1</b>	<b>Introducción, problemática, limitación de los datos.....</b>	<b>2-2</b>
<b>2.2</b>	<b>Antecedentes de los análisis históricos de crecidas .....</b>	<b>2-2</b>
<b>2.3</b>	<b>Recogida de información.....</b>	<b>2-4</b>
2.3.1	Citas bibliográficas .....	2-4
2.3.2	Información en prensa.....	2-4
2.3.3	Placas y marcas de avenidas .....	2-5
2.3.4	Información oral .....	2-6
2.3.5	Recopilación de inundaciones .....	2-7
<b>2.4</b>	<b>Relación con el tipo de evento tormentoso .....</b>	<b>2-10</b>
2.4.1	Objetivos .....	2-10
2.4.2	Distribución de las inundaciones estacionalmente .....	2-13
2.4.3	Análisis hidroclimático .....	2-16
2.4.4	Las inundaciones históricas en los afluentes .....	2-17
<b>2.5</b>	<b>Magnitud relativa de las inundaciones históricas en la cuenca del río Guadiana</b>	
	<b>2-21</b>	
2.5.1	Memoria histórica y magnitud .....	2-23
2.5.2	Las inundaciones históricas a escala global: El episodio de 1876. ....	2-25
2.5.3	Crecedas históricas, instrumentales y recientes .....	2-29
2.5.4	Frecuencia relativa .....	2-40
<b>2.6</b>	<b>Síntesis de los aspectos más significativos .....</b>	<b>2-49</b>

## **2 Inundaciones históricas**

### **2.1 Introducción, problemática, limitación de los datos**

La información histórica registra, en su mayoría, eventos de carácter extremo que son recogidos precisamente por lo extraordinario y anómalo de su ocurrencia. Además, la información popular refleja que este tipo de situaciones suelen obedecer a coincidencias que magnifican el desastre, empeorando una situación ya de por sí anormal, convirtiéndola en extraordinaria (Reed y Robson, 1999). Este es el caso de lluvias intensas sobre cuencas con precipitaciones antecedentes muy altas, o lluvias altas en cuencas con mucha nieve. Estas condiciones negativas no se dan con frecuencia, y pueden ser agravadas según el uso que se le da a la llanura de inundación (Mc Ewen, 1990; Ortega *et al.*, 1998; Ortega y Garzón, 2002), entendido éste como el grado de ocupación y utilización del espacio inundable.

El río Guadiana posee una cuenca internacional compartida entre dos países y la gestión de la información es diferente en cada uno de ellos. Mientras que en el lado español existen recopilaciones y registro de los datos históricos, en el tramo portugués esta información no ha sido recogida aún, aunque posiblemente existe en archivos parroquiales y ayuntamientos. Sí que ha sido recopilada información oral y marcas de crecida en placas y también existe algún trabajo sobre el tema de carácter general (Loureiro 1985 y 2003). Éste hecho dificulta la generalización de los datos recogidos en el tramo español, ya que como se verá más adelante, los mecanismos productores de lluvia no son iguales en toda la cuenca, existiendo pequeñas variaciones locales e incluso variaciones notables a escala regional.

### **2.2 Antecedentes de los análisis históricos de crecidas**

Aunque la recopilación de datos históricos de crecidas data de muy antiguo, en realidad el uso sistemático de los datos no comenzó hasta la segunda mitad del siglo XX, algunos trabajos a nivel mundial sobre el tratamiento de datos de inundaciones históricas son los de NERC (1975) y Potter (1978), y más recientemente, cuando se

emplea el tratamiento estadístico para un análisis sistemático de los datos con los trabajos de Archer (1987 y 1999), Cohn y Stedinger (1987) y Hirsch (1987). Otros trabajos de relevancia que abordan algunos aspectos como el uso conjunto de datos de lluvias e inundaciones, análisis estadístico y problemas concretos, como la urbanización de las cuencas, son los de Mc Ewen (1990), Wohl (1992), Salas *et al.* (1994) y Reed y Robson (1999).

La estadística se muestra como uno de los pilares fundamentales para establecer la magnitud y frecuencia de las inundaciones, y en esto son pioneros los trabajos de Stedinger y Cohn (1986), Hosking (1986), Hosking y Wallis (1986), desarrollándose posteriormente algunas técnicas como la que muestran en sus trabajos England *et al.* (1998). En España, los primeros trabajos con relevancia en sus técnicas a nivel mundial los realiza Francés *et al.* (1994) y posteriormente existe alguna aproximación al establecimiento de la magnitud y frecuencia en el trabajo de Benito *et al.* (2003).

Como resultado de los análisis estadísticos de datos meteorológicos y climáticos cruzados con datos de todo tipo, como inundaciones, información biológica, rogativas o incluso hambrunas comienzan a aparecer trabajos sobre modelos de circulación en el mundo, algunos recientemente aparecidos, basados en datos biológicos de corales pero que sirven bastante bien para contrastar hipótesis basadas en datos muy distintos, como los de Abram y Gagan (2002); o trabajos basados en datos de hambrunas, como el de Bohr (1972). Pero, sobre todo, en este capítulo hemos analizado aquellos trabajos cuyos estudios se basan en datos climáticos y de crecidas; algunos de ellos son muy antiguos y locales, como los de Cuadra (1939), pero otros son recientes e intentan hacer un análisis global, como los clásicos trabajos de Jones (1975) y la magnífica obra de Lamb (1982). Otros trabajos reseñables son los de Jones *et al.* (1984), Cook (1987), Mc Ewen (1987), Brazdil (1998), Pfister *et al.* (1999), Brazdil *et al.* (1999) y Jacobeit *et al.* (2003). En España, los trabajos sobre circulación e inundaciones históricas llegan a ser de los más antiguos, como el de Couchoud (1965) para la cuenca del Segura, o las recopilaciones de Fontana (1977), Capel (1981), ITGE. (1988) y Font (1988). Otros trabajos de aplicación a zonas concretas son los de Benito *et al.* (1996a), Barriendos (1995), Martín Vide y Barriendos (1995), Martínez Goytre y Garzón (1996), Barriendos (1996 y 1997) y Barriendos y Martín Vide (1998).

## 2.3 Recogida de información

La información histórica ha sido recogida sobre todo de forma bibliográfica a partir de los trabajos de Fontana (1979), MOPU (1985), Ayala *et al.* (1986), Font (1988), IGME (1988) y González (1995) entre otros, además de la búsqueda en algunos archivos eclesiásticos y de ayuntamientos. También la prensa local ha aportado información relevante en algunos periódicos, hoy día desaparecidos, y en otros más modernos que reflejan, sobre todo, inundaciones recientes. Además de esta información han sido revisadas numerosas placas con marcas de inundaciones en épocas históricas.

Como complemento adicional, se ha recogido información oral facilitada por habitantes de los pueblos ribereños con presencia continua en el entorno del río: pastores, agricultores, molineros y pescadores. Existen pocas fuentes adicionales, exceptuando las técnicas paleohidrológicas (cf. Capítulo 3), de conocer el funcionamiento en avenidas de los ríos y, por tanto, la información histórica es una herramienta indispensable que se presentará en desigual abundancia y calidad (Archer, 1999). En la cuenca del río Guadiana, aparece información prácticamente en casi todos los ríos estudiados, si bien se encuentra más concentrada alrededor de áreas más pobladas.

### 2.3.1 Citas bibliográficas

Un ejemplo de las citas encontradas en la bibliografía, procedente de un archivo eclesiástico hace referencia a la inundación de enero de 1758 en la ciudad de Badajoz:

*“...pasaron hombres muertos y otros con los chozos y perros asidos... fue el ruido tan grande, que los moros con espanto salieron de las chozas y se hallaron con el agua sorprendidos, sin poder escapar ellos ni los ganados...”*

Historia Eclesiástica. Tomo II, pág 154. Solano de Figueroa (1928)

### 2.3.2 Información en prensa

La prensa en la cuenca del río Guadiana no abarca temporalmente nada más que una pequeña parte del registro, pero aporta información de los últimos 150 años.

Los diarios y revistas empleados han sido: Diario de Badajoz, El Magisterio Extremeño, La Crónica de Badajoz, Hoy, El periódico de Extremadura y Lanza.

Un buen ejemplo de recogida de información en los periódicos locales lo encontramos en la descripción de un periodista de la época, Don Miguel Pimentel, director de la Revista “El Magisterio Extremeño”, que recoge la noticia de una de las más grandes avenidas que acaecieron en época histórica reciente: la inundación de diciembre de 1876 en Badajoz:

*“...llevamos quince días de copiosísima é incesante lluvia...en el Guadiana, Rivillas y Gévora, se nota una crecida considerable: sus aguas van penetrando por las calles... poco después de las dos...un repentino y considerable descenso en el nivel de las aguas...el puente se ha roto!!!...los hundimientos de muchas casas aumentan el pánico...”*

El Magisterio Extremeño. Número 35. 1876

### **2.3.3 Placas y marcas de avenidas**

Esta es una técnica antigua utilizada en la mayor parte de la geografía española y portuguesa, pero que desgraciadamente se ha perdido en casi todos los sitios. Las placas ayudaban a la población al mantenimiento de la memoria histórica, ya que ésta es frágil y desaparece fácilmente. Las placas cumplían la función de comparar nuevas crecidas con las cotas alcanzadas en las antiguas, como reza el texto siguiente de una placa ya desaparecida en el puente de Palma (Badajoz):

*“...faltando menos de una cuarta para llegar a la piedra puesta como señal de la creciente del 5 de enero de 1758...”*

Inundación de diciembre de 1766. Hernández Tolosa (1770)

A lo largo de las poblaciones ribereñas del río Guadiana, se colocaron en épocas históricas numerosas placas de avenida, hoy en su mayor parte desaparecidas, y de las que quedan citas en escritos de la época. Este es el texto de la placa de la inundación de 1823 en el puente de Palma (Badajoz), desaparecida posteriormente en la inundación de 1876:

*“A dos de Febrero de 1823 llegó a mi línea inferior el agua de Guadiana, causando muchos daños en hombres, ganados, y edificios”*



Inundación de febrero de 1823. Pascual Madoz (1850). Tomo III

Las placas revisadas para la presente tesis doctoral han sido las que figuran en la tabla 2.1, además de éstas también se han revisado las placas antiguas y su ubicación de la tabla 2.2.

Nº de placa	Placa	Inundación
1	Antigua central hidroeléctrica de Lobón (Badajoz)	Feb-1940, Ene-1941 y Mar-1947
2	Puerta de la Trinidad (Badajoz)	Dic-1876
3	Tribunal de justicia. Mértola (Portugal)	Dic-1876
4	Puente sobre el río Oéiras. Mértola (Portugal)	Dic-1876
5	Casa en San Lucar de Guadiana	Dic-1876
5'	Casa en Badajoz (C/Eugenio Hermoso)	Dic-1876

**Tabla 2-1. Placas útiles como información hidrológica.**

Nº de placa	Placa	Inundación	Destino
6	Estribo del primer arco del puente Palma (Badajoz)	Ene-1758	Perdida en la inundación de Dic-1876
7	“casa octava” de la calle del Río (Badajoz)	Feb-1823	Desaparecida la vivienda
8	Puente Palma (Badajoz)	Feb-1823	Perdida en la inundación de Dic-1876
9	Última casa de la calle Morales (Badajoz)	Dic-1876	Cambiada de sitio (procede de la puerta de Carros, derribada en los años sesenta)
10	Calle de las Peñas y calle del Río (Badajoz)	Dic-1876	Desaparecidas

**Tabla 2-2. Placas históricas no útiles como información por cambio de ubicación o desaparición.**

#### 2.3.4 Información oral

La información oral se refiere a los eventos más recientes ocurridos en la cuenca, y que han sido vividos de forma directa por los habitantes de pueblos ribereños que generalmente se encuentran en contacto diario con el río. Estos informantes suelen ser pastores (Luciana, Puebla de Don Rodrigo, Serpa), pescadores (Cheles y Puebla de Don Rodrigo), agricultores (Lobón, Badajoz, La Albuera) y guardas fluviales (Puebla de

Don Rodrigo). Generalmente su testimonio suele estar basado en un conocimiento personal, y no por recuerdos o anécdotas de otros, aunque presenta el problema de ser una información que como mucho se remonta a los años 40 del siglo XX, años en los que además es muy difícil precisar fechas por la lejanía en el tiempo del evento. La importancia de su testimonio es grande, ya que aportan datos, no sólo sobre las alturas alcanzadas por las aguas, sino del comportamiento hidráulico de las mismas, de la dinámica del río en crecida y un gran número de observaciones.

Un extracto de la entrevista con un informador oral es el siguiente, acaecido en la localidad de Luciana (Ciudad Real), el 18 de junio de 1997:

*“...el molino funcionaba antes. Se lo llevó una riada, y al molinero y a su mujer los tuvieron que sacar por una ventana un pescador que bajó desde el puente grande...también se llevó la riada el puente antiguo sobre el río Bullaque...fue en “los años del hambre”, aproximadamente en el año 1940...”*

Entrevista a Don José Pérez, pastor del pueblo de Luciana

Otro ejemplo que ilustra bien la misma riada, y un conocimiento preciso del río, es la entrevista con un informador de la Puebla de Don Rodrigo (Ciudad Real), el 14 de octubre de 1997:

*“...en 1940 el puente viejo de Retama lo movía el agua, y tuvo que recular aguas arriba porque no cogía por los ojos...el nuevo puente de Arroba, tantas veces como lo hagan, el agua lo tumba [el agua lo tiró recientemente en la inundación de 1998] ...el regadío de la finca de la Vega tiene más de 20 años, y siempre han quedado aisladas las casas por las crecidas...”*

Entrevista a Don Joaquín “el pescador”, de Puebla de Don Rodrigo

### **2.3.5 Recopilación de inundaciones**

Se ha realizado una selección de las mayores inundaciones históricas ocurridas en la cuenca (Tabla 2.3). Para ello se han dividido según su ocurrencia temporal, el río en el que se han dado, si es un afluente, o bien si han ocurrido en el río Guadiana. Estas últimas no implican que sea una crecida únicamente del río principal, también pueden implicar a sus afluentes.

Algunas conclusiones que pueden extraerse del cuadro son: (1) cuanto más nos alejamos en el tiempo menos numerosos son los registros, (2) las inundaciones registradas suelen ser en su mayoría del río Guadiana, (3) la magnitud relativa estimada es errónea por varias razones: en primer lugar, los eventos muy locales quedan enmascarados, al ser menos cuantiosos los daños y en segundo lugar, conforme las crecidas son más modernas hay más datos y parecen de magnitud mayor, (3) parecen existir agrupaciones de eventos extremos en determinados periodos de tiempo. Sobre todo alrededor de 1540 hasta 1640, y desde 1750 hasta 1830, (4) más de la mitad de las crecidas de mayor magnitud ocurren en invierno, (5) un porcentaje elevado ocurre en otoño y coinciden todas con crecidas en afluentes del río Guadiana, (6) existe una población de crecidas a comienzos del mes de marzo, no a lo largo de toda la primavera y por último (7) son extraños los eventos en verano.

Ref.	Año	Mes	Día	Río	Comentarios
1	620	-	-	Guadiana	Destruído monasterio de Cauliana
2	680	-	-	Guadiana	Destruído puente romano de Mérida
3	1500	-	-	Guadiana	Destrozos en Argamasilla
4	1545	-	-	Guadiana	Destruídos puente romano de Mérida y puente de Badajoz
5	1556	-	-	Córcoles	Daños en viviendas y campos en Socuellamos. Enfermedades por estancamiento de aguas.
6	1574	08	-	Córcoles	Más de 70 casas destruidas en Socuellamos y el Provencio.
7	1596	12	-	Guadiana	Destrucción de varios puentes en Badajoz
8	1603	12	-	Guadiana	Graves daños en muchos puentes y casas en Extremadura. Daños en la agricultura.
9	1624	09	-	Cauces menores	Lluvias torrenciales. Pérdida de rebaños y casas. Daños gravísimos en la agricultura.
10	1630	03	-	A° Veguilla	Destrucción de 60 casas en Valdepeñas
11	1680	10	-	A° Veguilla	Destrucción de muchas casas en Valdepeñas
12	1758	01	06	Guadiana	Las aguas ocultan el puente romano de Mérida. Ganados arrastrados hasta Portugal.

**Tabla 2-3. Selección de las mayores inundaciones históricas ocurridas en la cuenca del río Guadiana.**

(Continuación)

Ref.	Año	Mes	Día	Río	Comentarios
13	1766	12	06	Guadiana	Derribada parte de la muralla de Badajoz. Ciudad aislada por las aguas. Daños agrícolas.
14	1785	-	-	Záncara	Inundación en el Provencio. 1500 víctimas de cólera.
15	1801	09	-	Amarguillo	Daños enormes en Villafranca
16	1821	12	-	A° Veguilla	Derribo de 25 casas en Valdepeñas. Daños agrícolas
17	1823	02	02	Guadiana	Cubrió todos los ojos del Pte. de Las Palmas de Badajoz. Daños en varios arcos y ganados
18	1860	12	24	Guadiana	Destruídos tres arcos en el puente de Mérida
19	1876	12	06	Guadiana	Gran crecida general en toda la cuenca.
20	1881	01	15	Guadiana	Daños en cultivos de la cuenca alta. Socuellamos.
21	1891	-	-	Amarguillo	Daños muy graves en Consuegra
22	1893	09	-	Guadiana	Daños en cultivos y casas de Rozalen y Sahelices
23	1897	09	-	A° Veguilla	Daños en ganado y cultivos en Valdepeñas
24	1912	02	-	Odiel-Guadiana	Combinación crecida-marea. Daños en Huelva y en las localidades ribereñas de Extremadura.
25	1935	12	-	Guadiana	Crecida en Badajoz. Daños en 15 casas de barrios ribereños
26	1940	02	-	Guadiana-Odiel	Inundación en San Juan del Puerto (150 casas) y Gibrleón
27	1941	01	24	Guadiana	Daños en toda la cuenca. Puentes, viviendas y campos
28	1947	03	04	Guadiana	Enorme crecida general en toda la cuenca. Daños desde Argamasilla a Portugal. 8000m3/s en Badajoz
29	1969	03	15	Guadiana	Crecida general en toda la cuenca. 591 viviendas afectadas
30	1970	01	07	Guadiana	Daños en 662 casas. Evacuación de 378 familias.
31	1997	11	06	Rivillas	Crecida espectacular del A° Rivillas en Badajoz. 21 muertos y numerosos daños en viviendas e infraestructuras.
32	1998	01	-	Guadiana	Gran crecida en toda la cuenca, especialmente en la zona Portuguesa.

**Tabla 2-3 (cont.). Selección de las mayores inundaciones históricas ocurridas en la cuenca del río Guadiana.**

## 2.4 Relación con el tipo de evento tormentoso

El mecanismo fundamental que origina inundaciones en la cuenca del río Guadiana son las lluvias, quedando descartados los procesos de nevada o lluvias sobre nieve, propios de otras zonas montañosas peninsulares. Como se ha desarrollado en el capítulo anterior, existe una relación directa entre el mecanismo productor de esorrentía, las lluvias, y la consecuencia directa, las crecidas. Esta relación no es siempre instantánea, y depende de la longitud del curso fluvial, geología, características físicas de la cuenca o subcuencas (pendiente, heterogeneidad, forma), intensidad y duración de la precipitación, lluvias antecedentes, etc. Al existir tantos elementos en juego no puede darse un modelo exacto de generación de inundaciones a partir de las lluvias sin conocer previamente los demás factores externos. Se han recopilado eventos de lluvias en la cuenca, que siendo superiores a 90 mm/día, pueden no ser suficientes para producir inundaciones, mientras que valores de 60 mm/día producen crecidas. Los objetivos, por tanto, no son determinar valores exactos de relación lluvia-crecida, sino establecer relaciones ciertas que han ocurrido en el pasado y que ayuden a comprender los mecanismos de inundación, y sus posibles diferencias.

### 2.4.1 Objetivos

Intentar establecer la relación entre lluvias e inundaciones en varios aspectos:

¿Coinciden los periodos más lluviosos con los de mayores crecidas históricas?

¿Hay diferencias en las crecidas históricas en la cuenca del río Guadiana en relación a distintos tipos de lluvia?

En el registro climático del pasado. ¿Se pueden establecer relaciones entre periodos de cambio y crecidas históricas?

A partir de la elaboración de los datos de precipitaciones históricas recogidas en los pluviómetros de Badajoz, Sevilla y Ciudad Real, que cuentan con datos desde finales del siglo XIX, y cruzando la información con las crecidas históricas, observamos (Figura 2.1) que hay una buena relación entre la ocurrencia de un evento y la presencia en los datos de precipitación de un año con valores más altos de lo normal.

Hay relación por tanto entre lluvias y crecidas. Los años con mayores lluvias y que en la gráfica dan un pico en cualquiera de las tres estaciones, suelen ser por lo general años en los que existen inundaciones. Aún así, parece que no existe una relación directa con todas las inundaciones históricas, por lo que se piensa que existe una causa que hace que cierto grupo de crecidas no coincida con estos periodos más lluviosos.

Los principales fenómenos meteorológicos causantes de las crecidas que operan en la cuenca, sus características de intensidad y duración, así como la distribución espacial, son diferentes y posiblemente den lugar a distintos tipos de crecidas afectando a las propias características (caudal generado y concentración del caudal), como a la distribución espacial (extensión de la crecida local, regional o a escala de cuenca), y que estas queden reflejadas de alguna forma en el registro histórico. Una característica diferenciadora de los distintos sistemas de precipitación en la cuenca del río Guadiana, es la ocurrencia temporal de los fenómenos. Existen momentos de solape entre entrada de frentes y generación de convección, pero en general están bien delimitados y la relación ha sido bien descrita por numerosos autores (Capel, 1981, Font, 1988, García de Pedraza y Reija, 1994, Benito *et al.*, 1996a y Martín Vide y Olcina, 2001). Los frentes suelen producir las mayores lluvias en invierno y primavera, mientras que en el otoño y verano se dan tormentas asociadas a episodios de gota fría. Además, las características intrínsecas de cada uno permiten diferenciarlos en cuanto a su distribución espacial, siendo esta de las pocas características que nos permiten establecer diferencias entre episodios.

El registro histórico es capaz de guardar esta información, siendo útil la representación de los episodios por su ocurrencia estacional (Barriendos, 1995, Benito *et al.*, 1996a, Martínez Goytre y Garzón, 1996 y Ortega y Garzón, 1997).

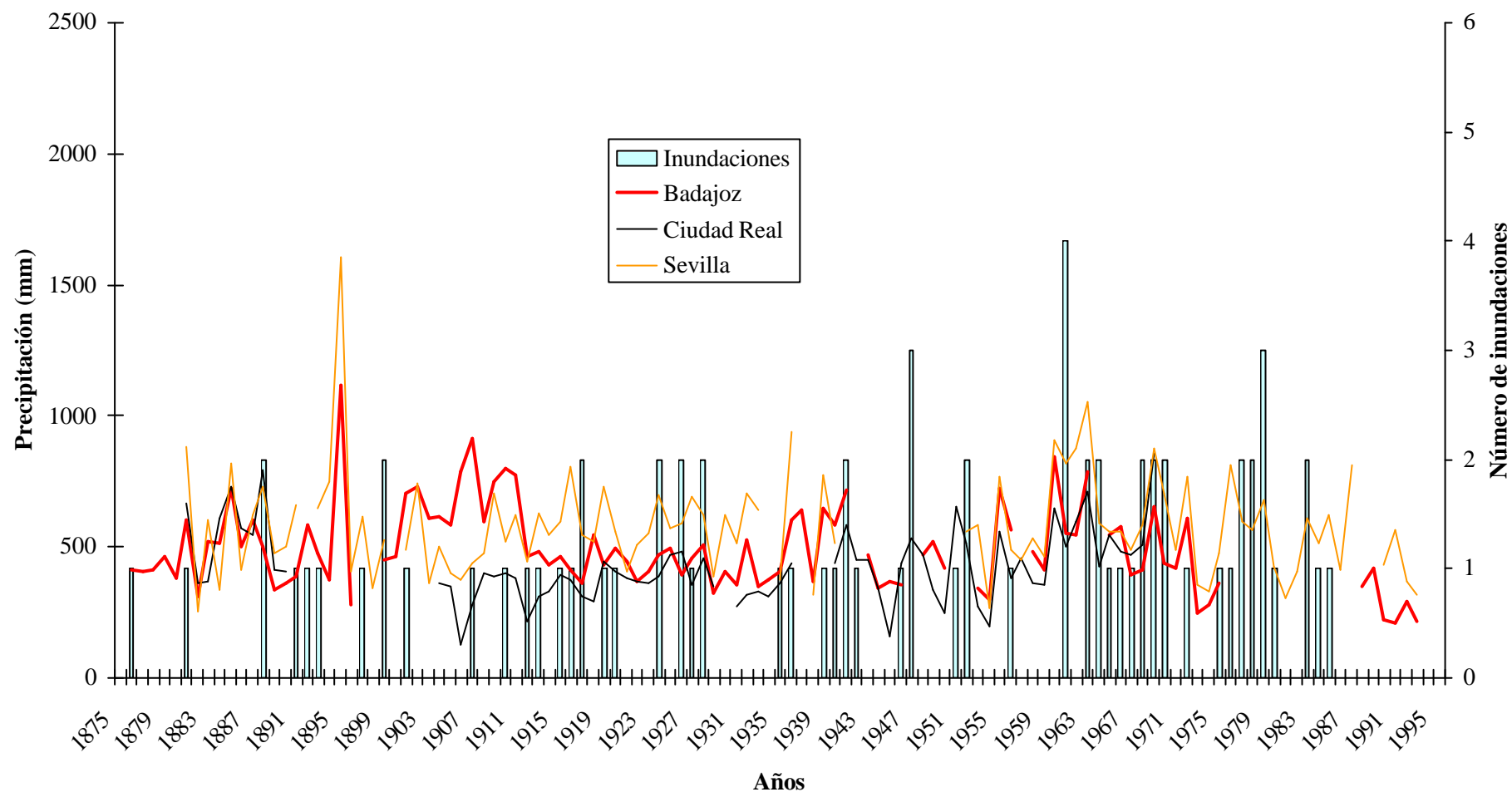
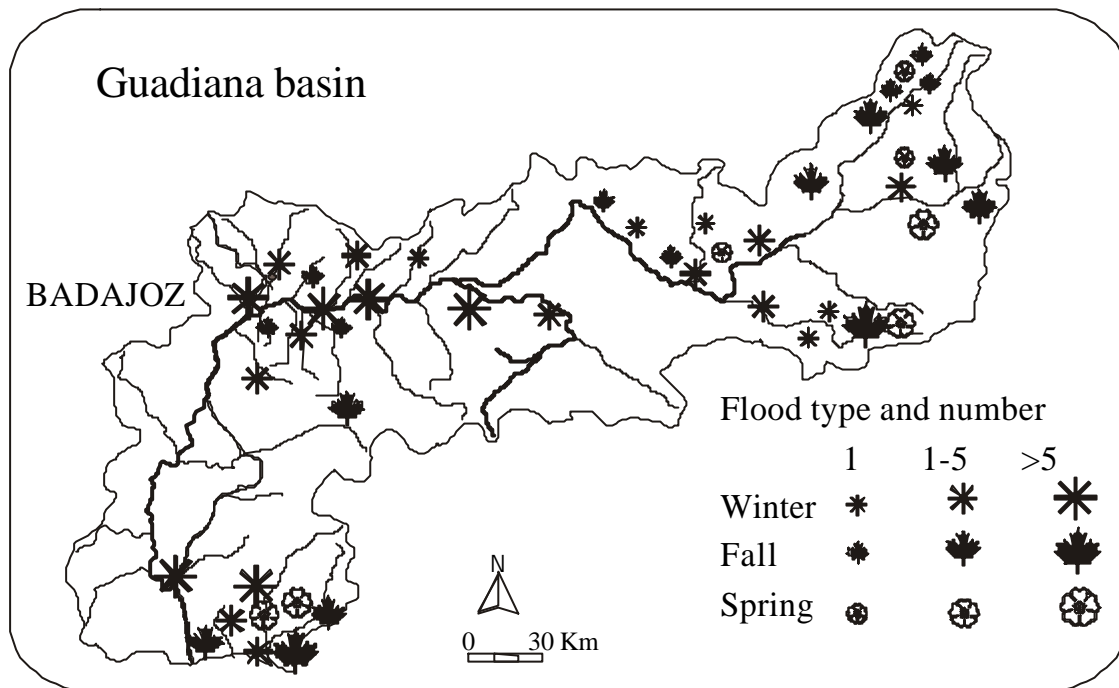


Figura 2-1. Precipitaciones totales anuales en las estaciones de Badajoz, Sevilla y Ciudad Real comparadas con la ocurrencia de eventos de inundación.



**Figura 2-2. Distribución espacial y estacional de las inundaciones históricas en la cuenca del río Guadiana**

#### 2.4.2 Distribución de las inundaciones estacionalmente

Todo el registro histórico se ha analizado en cuanto a distintas variables: estacionalidad de las inundaciones, diferencias de comportamiento espaciales (cuenca alta, cuenca media y cuenca baja) e incluso diferencias entre los afluentes y el colector principal (Figura 2.2).

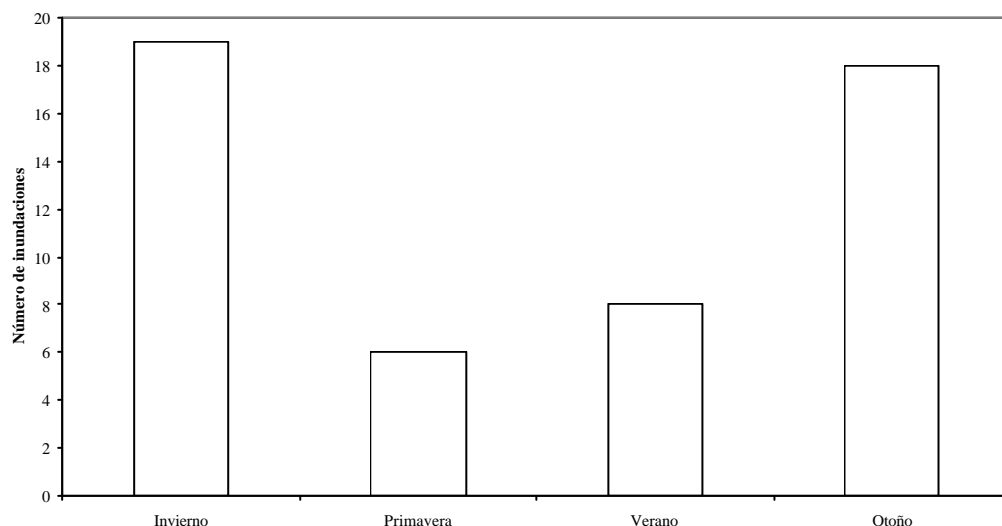
Se han dividido las crecidas históricas en cuatro grupos atendiendo a la estación del año en que ocurren, y considerando los siguientes intervalos: invierno (meses de diciembre, enero y febrero), primavera (meses de marzo, abril y mayo), verano (meses de junio, julio y agosto) y otoño (meses de septiembre, octubre y noviembre).



### 2.4.2.1 Cuenca alta

La distribución de las inundaciones históricas en la cuenca alta del río Guadiana tiene un carácter bimodal marcado, con dos poblaciones de inundaciones en invierno y en otoño (Figura 2.3). Existen además poblaciones de datos correspondientes a inundaciones de primavera y verano, que tienen menor entidad. Si comparamos esta situación con los registros históricos de lluvias máximas en 24h para este área (cf. Capítulo 1), observamos que la principal población es en otoño, con dos poblaciones menores en verano e invierno. A primera vista parece que la coincidencia implica que hay buena relación entre valores altos en otoño y crecidas en ese mismo mes, pero la realidad es que de los eventos consignados no hay indicios de coincidencia excepto en una crecida. Como conclusión podemos inferir que no es necesario un valor muy alto de lluvias en 24h para dar lugar a crecidas en los meses otoñales.

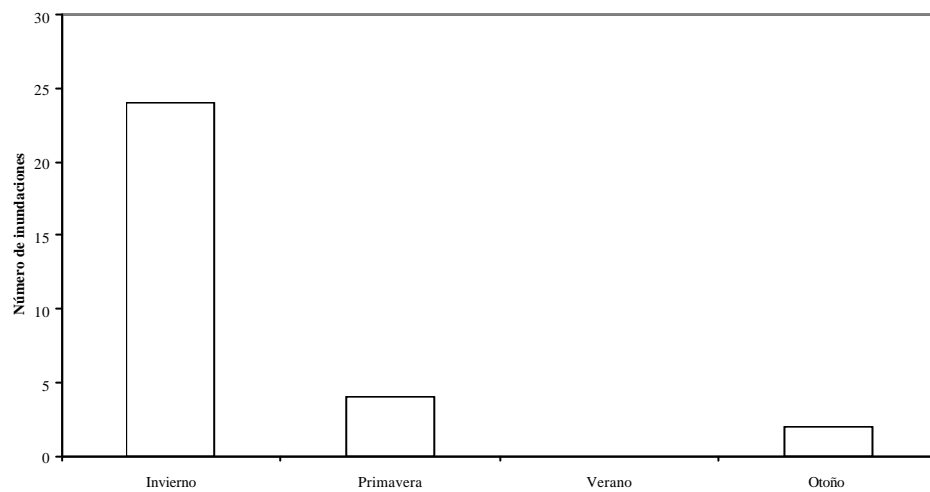
La población de inundaciones en invierno es importante, y en este caso sí que hay coincidencia de eventos lluvia-crecida. Aunque las precipitaciones en 24h no son muy elevadas en invierno, cuando llueve bastante se suelen producir inundaciones. El resto de las estaciones, primavera y verano, no presentan poblaciones muy grandes de inundaciones, aunque sí de lluvias. No hay en estos casos coincidencias, al igual que ocurría con el otoño.



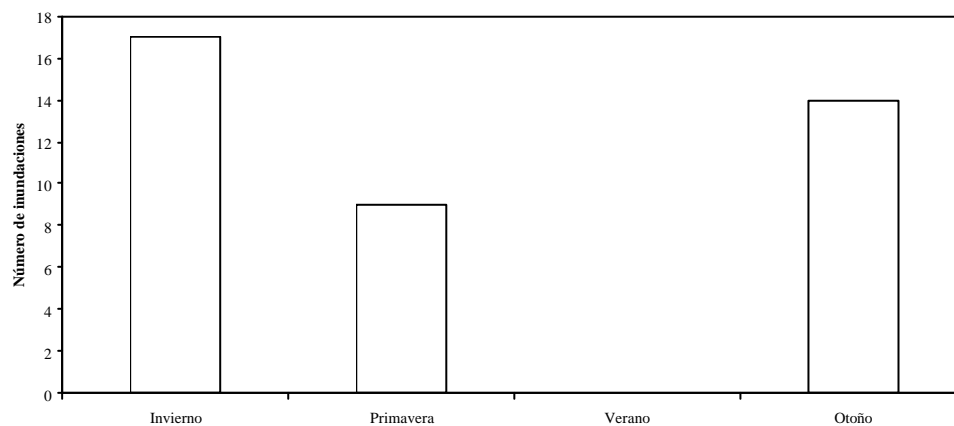
**Figura 2-3. Distribución estacional de las inundaciones históricas de la cuenca alta**

#### 2.4.2.2 Cuenca media

A diferencia de la anterior, existe un marcado carácter invernal en las inundaciones. La población es sobre todo unimodal, con algunas inundaciones en primavera y otoño (Figura 2.4). Al comparar los resultados de inundaciones históricas con los de las lluvias históricas en 24h del capítulo anterior se observa que no existe coincidencia con los eventos otoñales (Tablas 1.3 y 1.4 del capítulo anterior) mientras que los eventos invernales de inundaciones vuelven a coincidir.



**Figura 2-4. Inundaciones históricas en la cuenca media del río Guadiana**



**Figura 2-5. Inundaciones históricas en la cuenca baja.**

### 2.4.2.3 Cuenca baja

La zona del litoral onubense presenta la mayor dispersión en los datos de inundaciones históricas, con tres picos en invierno, primavera y otoño. La distribución muestra claramente tres poblaciones, con ausencia de crecidas en los meses de verano. El grupo de crecidas más importante sigue siendo las inundaciones invernales, seguidas por las de otoño y primavera (Figura 2.5). Si comparamos inundaciones y lluvias (Tabla 1.5 del capítulo anterior), ocurre igual que en los casos anteriores. No hay coincidencia de los eventos de otoño pese a ser dos de las poblaciones predominantes, y sí en los eventos de invierno y primavera.

### 2.4.3 Análisis hidroclimático

La información aportada por los datos históricos permite establecer, a priori, unas diferencias espaciales dentro de la cuenca (independientemente del análisis de los datos meteorológicos). Estas diferencias se observan en el comportamiento de los ríos durante los episodios de crecida, y se deben a las características de las diferentes situaciones climatológicas que se generan. Existen tres poblaciones muy claras (Figura 2.6)

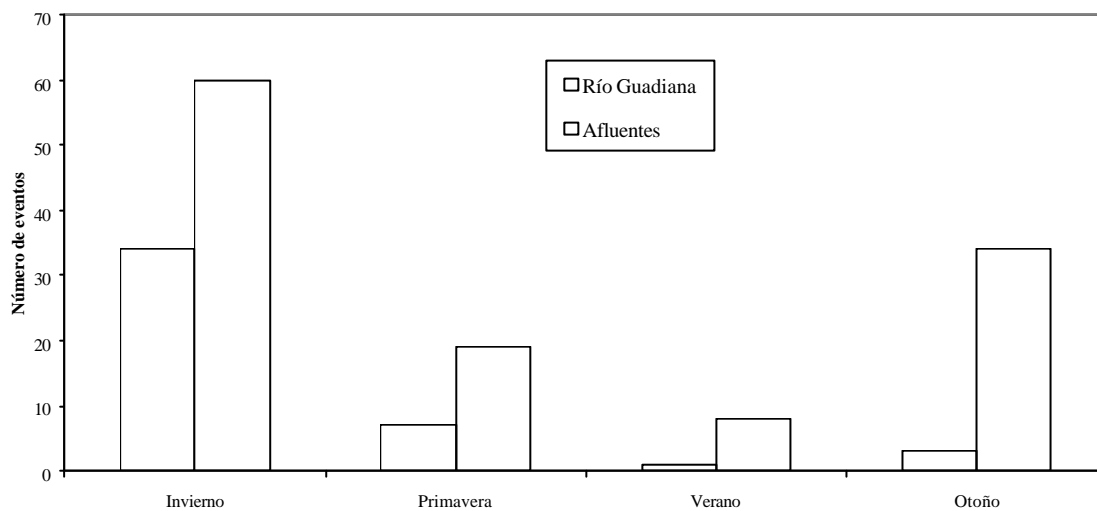
Las **inundaciones invernales** son generales en toda la cuenca, y así aparecen en el registro histórico con las mayores poblaciones de las tres áreas principales. Estas inundaciones se generan por frentes muy activos que penetran en el invierno con direcciones W-E y SW-NE, abarcando la mayor parte de la cuenca.

Las **inundaciones otoñales** no aparecen de forma tan extensa, ya que si bien hay eventos de inundaciones históricas en la cuenca alta, éstas desaparecen casi por completo en la cuenca media, reapareciendo de nuevo en la cuenca baja. Además, cuando realizamos discriminación de los eventos según el tamaño de la cuenca (afluentes vs. río principal), se observa que hay una mayor profusión de eventos en los afluentes.

Este distinto comportamiento se ha asociado a eventos muy localizados de gotas frías, donde los episodios de convección no llegan a afectar a las grandes cuencas, y sí a las pequeñas. Las precipitaciones causadas por estos fenómenos serían altamente desiguales

espacialmente, y esta es la razón de que no afecten a ríos de respuesta más lenta y cuenca mayor.

Las **inundaciones primaverales** también tienen una desigual distribución a lo largo de la cuenca. Aparecen en la cuenca alta y cuenca baja, y son muy escasas en la cuenca media. Estas inundaciones parecen afectar sobre todo a las cuencas mayores de la cuenca alta. Dichas poblaciones aparecen por entrada de frentes de primavera, que no son tan activos, por ello no dan lugar a muchas crecidas en esta estación del año. Los frentes parecen quedar dispersos una vez que han entrado con dirección SW-NE, razón por la cual no dejan lluvias en la cuenca media.



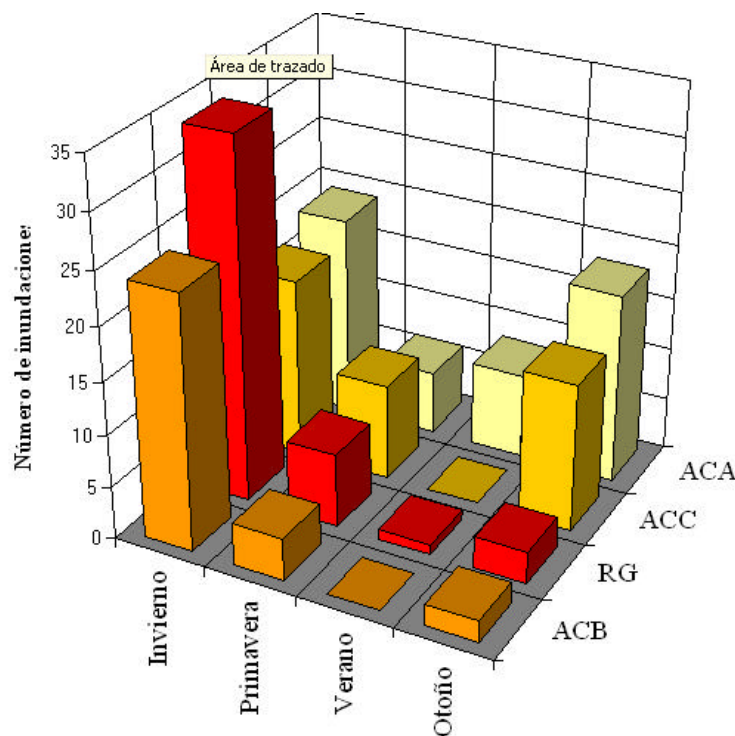
**Figura 2-6. Distribución estacional de las inundaciones históricas del río principal y los afluentes de la cuenca**

#### 2.4.4 Las inundaciones históricas en los afluentes

Como observábamos en la figura 2.6, entre el río principal y sus afluentes existen diferencias, más marcadas en los eventos de otoño. Esta diferencia nos lleva a pensar que responden de manera distinta a determinadas condiciones climáticas, como las tormentas. Para intentar reforzar este supuesto se han realizado análisis comparativos de las crecidas históricas del río Guadiana frente a sus afluentes en las distintas zonas de la cuenca. El río Guadiana (Figura 2.7) sigue un comportamiento claramente unimodal, con una única marcada población de eventos en invierno. Este comportamiento es

análogo al seguido por los grandes afluentes de la cuenca media extremeña. Esto indica que son los frentes de invierno los únicos que producen inundaciones de magnitud reseñable en el colector principal. Cuando comprobamos estos datos con los de la tabla 2.3, vemos que, efectivamente, las mayores crecidas acaecidas en el río Guadiana ocurren en invierno, pero existe un pequeño grupo que ocurre en primavera, y más concretamente en marzo (referencias nº 28 y 29). Esto nos señala la limitación de encasillar dentro de unos límites estrictos la ocurrencia estacional, ya que las diferencias entre los meses de febrero y principios de marzo pueden ser escasas, retrasándose los temporales de invierno en algunos casos.

La explicación de la existencia de este grupo principal de crecidas para el río Guadiana ya se ha dado en parte en el capítulo anterior. Aún se puede obtener algo más de información si comparamos las crecidas históricas con el comportamiento húmedo o seco de cada año, obtenido a partir de los datos de precipitaciones en invierno.

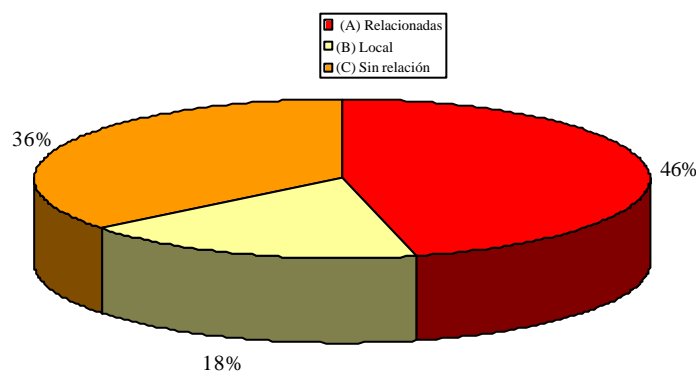


**Figura 2-7. Número de inundaciones en el río Guadiana (RG) y sus afluentes de la cuenca alta (ACA), baja (ACB) y zona costera (ACC) en relación con el periodo de ocurrencia de los eventos.**

#### 2.4.4.1 Años húmedos e inundaciones históricas de invierno

Intentando afinar más en las conclusiones hidroclimáticas, se han realizado análisis concretos de los eventos históricos, encaminados a discriminar aún más los grupos de crecidas debidas a situaciones frontales y crecidas debidas a convección. Para ello, se han comparado los años húmedos con los eventos ocurridos en invierno (Figura 2.8). Se han tomado como años húmedos aquellos cuya precipitación anual es superior en un 15% a la media anual (Custodio y Llamas, 1983).

Los resultados indican que en un 46%, las inundaciones de invierno se deben a años húmedos. Parecen indicar años con abundancia de sistemas frontales que generan niveles de humedad elevada en los suelos, lo que llevaría a reducir el umbral de escorrentía. Como ya se puso de manifiesto anteriormente, estos años más húmedos de lo normal coinciden con periodos del índice NAO negativo. El 18% son crecidas ocurridas en años húmedos, pero con más incidencia local que general. El 36% de los eventos no guardan relación entre año húmedo y crecida histórica de invierno.



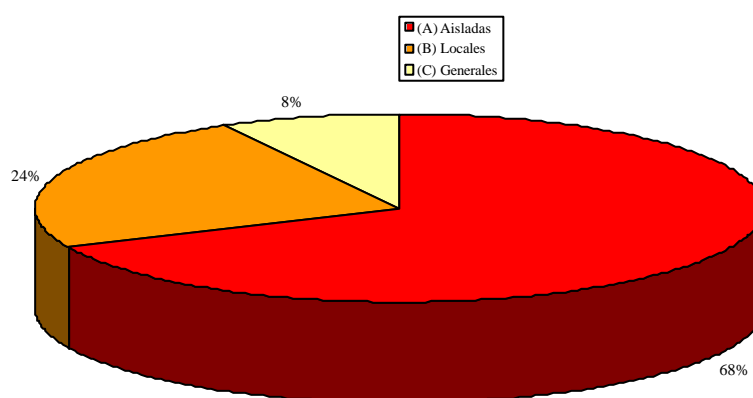
**Figura 2-8. Relación porcentual entre años húmedos e inundaciones en invierno. (A) Coincidencia entre inundación en invierno y año húmedo de forma general para toda la cuenca, (B) Coincidencia entre ambos de forma regional o local y (C) sin relación aparente.**

En resumen, más del 60% de las inundaciones que ocurren en invierno tanto a nivel general de cuenca como a nivel local guardan relación con lluvias persistentes en inviernos más húmedos de lo normal.

#### 2.4.4.2 Las crecidas otoñales. Ocurrencia espacial

Como se ha puesto de manifiesto en los análisis anteriores, las crecidas de otoño son frecuentes en la cuenca alta y baja, y parecen seguir los mismos patrones de comportamiento que en el litoral levantino (Martínez Goytre y Garzón, 1996), exceptuando los valores de precipitación en 24h, que son menores. No queda claro, sin análisis previos, la relación entre inundaciones y episodios de convección explicados tan solo por el tamaño de los afluentes implicados en crecidas. Por ello se han realizado análisis con objeto de determinar su distribución espacial (Figura 2.9). En un 68% de los casos, las inundaciones de otoño se han producido en algún afluente de forma aislada y sin relación con otros en la cuenca. El 24% sí que guarda relación, pero de forma local. También quedaron afectados afluentes cercanos en el mismo episodio de tormenta. Tan solo el 8% de los casos estudiados ocurren de forma más o menos general en una parte amplia de la cuenca, por lo que no pueden deberse a episodios de convección clásica, y han de ser estudiados en profundidad.

Las inundaciones históricas otoñales son eventos con un marcado carácter local, que generalmente afecta a afluentes de tamaño pequeño, y de forma puntual, exceptuando algunos eventos que parecen exceder la escala local, y pasan a la regional.



**Figura 2-9. Relación porcentual entre las inundaciones históricas otoñales y su ocurrencia. (A). Inundaciones otoñales aisladas, (B) ocurrencia de forma local y (C) ocurrencia a nivel regional o general.**

#### **2.4.4.3 Episodios de convección a escala mayor**

Muy puntualmente aparecen inundaciones con una distribución espacial mayor, y que afectan a gran número de afluentes, sobrepasando incluso la escala regional. Estos episodios son frecuentes a mediados y finales de otoño, y han sido constatados tan solo recientemente, no en crecidas históricas. Son las crecidas debidas a la formación de complejos convectivos de mesoscala (MCC), fenómenos ya detallados y que nunca habían sido reseñados en la cuenca del río Guadiana como causantes de una crecida hasta el episodio ocurrido los días 5-6 de noviembre de 1997, que tuvo como una de sus consecuencias la crecida del río Rivillas en Badajoz, que será detallada en el capítulo 4 de la presente tesis.

### **2.5 Magnitud relativa de las inundaciones históricas en la cuenca del río Guadiana**

La magnitud en las inundaciones históricas es algo que no puede medirse con completa seguridad, sobre todo cuando muchos de los datos llegan a sobrepasar los 1000 años de antigüedad y cuando la mayoría de las citas no indican el caudal máximo alcanzado por la crecida. Se ha optado por analizar la magnitud relativa debido a la segura carencia de información de algunos eventos, que bien por la pérdida de archivos, o por la ausencia de información no han sido recogidos.

Los criterios seguidos para establecer la magnitud relativa (Tabla 2.4) han sido establecidos a partir de la lectura detallada de las descripciones de época, y se han dividido en afecciones a los principales elementos que interfieren con la dinámica de las crecidas, y en acciones de mitigación, basadas principalmente en rogativas:

Infraestructuras; sobre todo en puentes y vías de comunicación. Agricultura; daños y pérdidas en cosechas, así como hambrunas asociadas. Daños materiales; pérdida de casas y ganado. Rogativas; en función de la extensión de las rogativas en la cuenca, o la ausencia de las mismas.



Es importante resaltar el hecho de que la ausencia de alguna de estas características (por ejemplo una inundación sin rogativas, o sin daños en cosechas) no tiene por que implicar que su magnitud sea baja, pues puede no haberse registrado la información.

Elemento base de información	Magnitud		
	Alta	Media	Baja
Infraestructuras	Rotura en infraestructuras grave a muy grave con destrozo total.	Rotura parcial de las infraestructuras	Sin roturas, roturas leves
	Elevada altura de las aguas relativa a la infraestructura (puente cubierto)	Elevada altura que casi cubre los puentes	Sin llegar a cubrir puentes
Cosechas	Pérdida importante o muy grave de cosechas	Pérdida de cosechas	Sin pérdida de cosechas o pérdida leve
	Hambrunas grandes	Hambrunas leves	Sin hambruna
Daños materiales	Daños a muchas viviendas	Daños a algunas viviendas	Daños leves a viviendas
	Pérdida de ganado muy grave	Perdida de ganado grave	Pérdida de ganado leve
Rogativas	Rogativas importantes y frecuentes en varios puntos de la cuenca	Rogativas no generalizadas	Sin rogativas

**Tabla 2-4. Clasificación de la magnitud relativa de las inundaciones históricas atendiendo a la información disponible.**

Algunos ejemplos de eventos concretos asociados a estas magnitudes son las crecidas de 1876, 1766 y 1811, que a continuación se describen.

#### 1. Alta magnitud y baja frecuencia: **Inundación de 1876.**

Mes de ocurrencia: diciembre. Situación sinóptica posible: frente de invierno con gran extensión espacial. Descripción de los daños: afecciones graves al puente romano, con siete arcos destrozados (150 m de puente), capilla de San Antonio, derrumbe de muchas casas en la ciudad, destrozos en el baluarte, derribo de 92 casas en San Lucar de Guadiana, puente romano de Mérida con varios arcos destrozados. Daños graves en

Mértola (a 25 metros sobre el río) y muchos pueblos portugueses de la cuenca del río Guadiana y del Tajo (180 casas inundadas en Lisboa)

## 2. Magnitud y frecuencia medias. **Inundación de 1766.**

Mes de ocurrencia: diciembre. Situación sinóptica posible: frente de invierno de moderada extensión, parece que restringido a la zona de Badajoz. Descripción de los daños: las aguas inundaron las huertas de ambas márgenes, cubrieron los molinos y destruyeron parte del baluarte de la Trinidad, inundando algunas calles de la ciudad de Badajoz, sin notificación de casas destruidas. El puente no sufrió derrumbamientos y casi quedó cubierto por las aguas. Daños en el ganado.

## 3. Baja magnitud y alta frecuencia. **Inundación de 1811.**

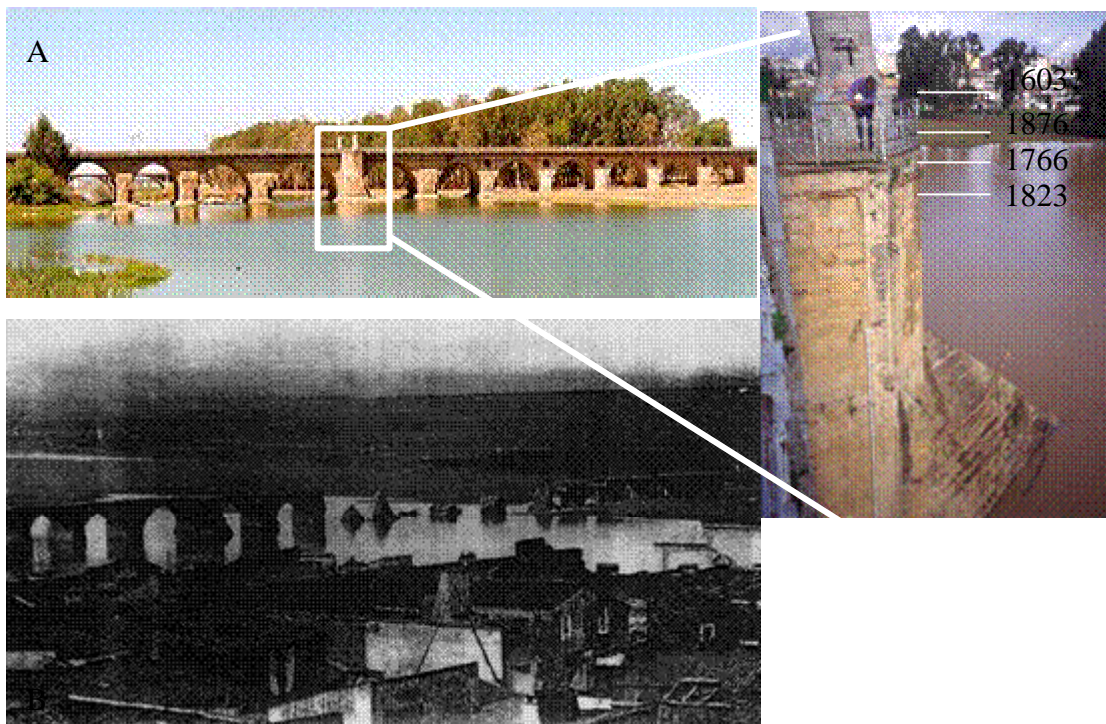
Mes de ocurrencia: febrero. Situación sinóptica posible: frente de escasa intensidad y con lluvias locales. Descripción de los daños: a causa de las lluvias se desbordaron los ríos Calamón y Rivillas, elevándose igualmente las aguas del Guadiana. Sin daños referidos.

### 2.5.1 Memoria histórica y magnitud

Si relativos son los valores de magnitud obtenidos mediante estos criterios, más relativo aún es el valor asignado por los habitantes de una zona afectada por una inundación. Esta falta de visión histórica está condicionada por la duración de la vida humana, que no alcanza, en la mayoría de los casos, para comparar dos crecidas de magnitud media, y posiblemente una o ninguna de alta magnitud. No obstante, y gracias a la comparación mediante placas de crecida se han podido establecer rangos para eventos recientes, como es el caso de las crecidas en la ciudad de Badajoz en base a las placas (González, 1995) del puente de Palmas y/o información referida a ellas. En los escritos históricos consultados muchas veces se relata una inundación a base de indicar la altura alcanzada sobre o bajo la placa existente (Ayala *et al.*, 1986, González, 1995), y esto permite establecer una escala de alturas relativas (Tabla 2.5).

Nºplaca-información	Inundación	Altura relativa (ordenados según magnitud)
Puente viejo	Dic-1603	Destruído el antiguo Puente Palma
Desap.	Dic-1876	Arrastró la placa número 5
5	Ene-1758	Estribo primer arco
8	Feb-1823	Perdida en la inundación de Dic-1876. Placa colocada junto a Nº 5. Similar altura.
Desap.	Dic-1766	Faltando menos de una cuarta para llegar a la Nº5
Desap.	1796	Quince metros por encima del nivel ordinario
Desap.	Dic-1859	Once metros sobre su nivel normal
Puente viejo	Dic-1596	Rotos tres arcos del antiguo puente (sin datos de altura)
Puente viejo	1545	Afectado el antiguo puente Palmas (sin datos de altura)

**Tabla 2-5. Escala de las inundaciones en base a los datos históricos que las describen y a las placas de niveles de inundación colocadas.**



**Figura 2-10. (A) Vista actual del Puente Palma con los niveles relativos de las principales crecidas históricas ocurridas a partir de la reconstrucción de 1604. (B) Estado en que quedó el puente tras la inundación de 1876 (Fotografía tomada por Olivenza. Colección de D. Juan Salas)**

El puente de Palma fue construido en el siglo XVI, terminando su construcción en 1596, reinando Felipe II. A partir de 1600 han podido referirse a él las crecidas de la ciudad, pero curiosamente solo han quedado consignadas a partir de 1750 debido a que la gran crecida de 1603 arrasó por completo el puente, que hubo de ser reconstruido (MOPU, 1985). De los episodios históricos reseñados, en una evaluación a priori de la magnitud relativa, parece que los de 1603 y 1876 son los de mayor envergadura, pero no puede compararse entre ellos, ya que las referencias se hacían sobre distintas estructuras, el puente viejo y el puente nuevo de Palmas (Figura 2.10). Esta es una limitación del método de trabajo histórico, ya que si los eventos están muy distanciados en el tiempo tienen la posibilidad de no ser comparables. Como veremos más adelante, la magnitud real puede ser evaluada mediante técnicas paleohidrológicas que contrastan los datos del registro histórico con los del registro geológico.

### **2.5.2 Las inundaciones históricas a escala global: El episodio de 1876.**

Algunos de los episodios registrados en la cuenca, sea en épocas antiguas o modernas, tienen dimensiones tan grandes que hacen pensar en la posibilidad de que se trate de eventos que superen la escala local o regional, o que inclusive su aparición se deba a momentos climáticamente especiales. Con el objetivo de comprobar la excepcionalidad de estos registros se han verificado la existencia de desastres que pudiesen guardar relación con este evento en otros países.

El evento elegido en la época histórica es la inundación de 1876, que ha sido ampliamente detallada en crónicas de la época y aparece siempre como uno de los mayores y de más alcance por los desastres ocurridos. Además, las numerosas placas insertadas en casas a lo largo de muchos pueblos atestiguan el carácter global de esta crecida.

#### **2.5.2.1 *El episodio de diciembre de 1876. Inestabilidad en el clima mundial***

Hemos realizado una revisión bibliográfica de los desastres ocurridos a nivel mundial durante el año de 1876, puesto que la inundación ocurrida en el Guadiana se muestra como general para toda la cuenca y además como el evento teóricamente de mayor magnitud recogido por testimonios orales, placas en viviendas, periódicos, etc. Además otros trabajos de autores españoles indican el mismo evento en otras cuencas de ríos

españoles. El trabajo de búsqueda de catástrofes en el año 1876 pone de manifiesto que la inundación histórica ocurrida en 1876 en el río Guadiana no se trata de un evento aislado, sino que parece estar relacionada con un momento de cambios a nivel mundial. Estos cambios han sido registrados en partes tan distantes del globo como Nueva Zelanda y España, pasando por el resto de los continentes del globo, exceptuando el africano, creemos que por falta de información histórica.

En la tabla 2.6, se muestra una relación de inundaciones y desastres ocurridos en 1876, y como queda de manifiesto en nuestro país la inundación fue general en las cuencas atlánticas, inundándose los ríos Duero, Tajo y Guadiana durante el invierno. Pero antes, durante el otoño, ya se habían inundado los ríos de las cuencas mediterráneas, con registros en los ríos Guadalquivir, Segura, Turia y Besós en Cataluña (Font, 1988). Los registros en Portugal también indican que los ríos Duero en Oporto, Guadiana en Mértola y Tajo en Lisboa estaban crecidos en diciembre de 1876 (González, 1995). Esta inestabilidad generalizada no ocurrió únicamente en la península, también en el resto de Europa se han registrado crecidas en los ríos franceses (Sena y Ródano), Alemanes (Rijn) y Rusos (Volga) según Pfister *et al.* (1999) y Georgiadi, (*com.pers*). Lo más significativo es que además de Europa, también en América del norte hubo muchas crecidas en ese mismo año, como las referidas para los ríos Ohio y Misisipi, y también en afluentes de menor importancia (Tennessee County Library, Army Signal Corps, USGS, Historias locales de los condados de Dubuque y Los Ángeles). Muchas de las crecidas se debieron a la presencia de huracanes que en otoño de 1876 asolaron la costa este, llegando incluso a América central, con inundaciones en Nicaragua (Cuadra, 1939). En el sur del continente se dieron fenómenos de tipo volcánico y también terremotos en la zona Ecuatoriana, mientras que en Asia lo que predominaron fueron las sequías, como las de Filipinas y China, que causaron muchas víctimas (Archivo de los Recoletos, Filipinas, Bohr, 1992). También en España se habla de sequías en este año que asolaron la provincia de Valencia (Font, 1988), dicha sequía se la conoce con el nombre de “la seca dels quatre anys”, siendo la más importante de todo el siglo XIX. El periodo 1876-1879 se la ha llamado la primera de las crisis de subsistencia (Lamb, 1982) por las epidemias de paludismo y hambrunas, que causaron millones de muertos en toda Asia. En Nueva Zelanda también se han encontrado huellas de inundaciones

intensas que afectaron a varios distritos, como Canterbury, Costa Este y Distrito Norte (Burrows y Greenland, 1979).

### 2.5.2.2 Interpretación climática

Sin mucha abundancia de datos, el hacer una interpretación climática de la situación en 1876 es difícil. Según Jacobeit *et al.* (2003) los diferentes patrones de circulación pueden asociarse con determinadas condiciones para que se de el desarrollo de sistemas climáticos que favorezcan las inundaciones. Los únicos datos con los que se cuenta son de temperaturas y precipitaciones a escala mensual, así como información histórica muy reveladora, como heladas en lagos, hambrunas y enfermedades. La temperatura global del planeta aumentó a partir de 1875 (Lamb, 1982), con veranos más húmedos y retardo en las heladas, como es el caso del lago Suwa de Japón, donde se marca en la década de 1870 el episodio de mayor retraso en la helada. Este mismo autor señala que la economía inglesa sufrió un colapso a partir de 1875, por cambios en el clima local. Estos cambios fueron generalizados, y señalan trastornos climáticos (fallos en el Monzón) que ocasionaron hambrunas en India y China, cuyos impactos se han estimado en 14-18 millones de personas muertas. La frecuencia de inundaciones invernales a mediados de la década de 1870 indica un momento de máximos según Jacobeit *et al.* (2003). Esto es debido a una sustitución de los modos de circulación climática, pasando de un predominio del modo de circulación zonal, a una situación en la que se localiza un centro de altas presiones en el centro de Rusia y otro de bajas presiones frente a las costas inglesas. Esta situación recibe el nombre de circulación en dipolo. En la segunda mitad de la década de 1870-80 el dipolo presenta un aumento de la influencia atlántica en Europa y consecuentemente con cambios en el área mediterránea. Dichos cambios en nuestro país serían más moderados, según Barriendos (1995), debido a la distancia latitudinal. También hay constancia de la existencia de otro dipolo frente a las costas del sur de Asia, en el Océano Indico. A partir del estudio de las láminas de crecimiento de los corales se han detectado anomalías en su crecimiento en el año 1876 (Abran y Gagan, 2002). Esta situación de dipolo ocurre cuando las condiciones de temperatura o lluvias en la isla de Mentawai (Sumatra, Indonesia) son diferentes a las normales.

Continente	Evento	Fuente
España	Crecidas en el invierno en todas las cuencas atlánticas (Guadiana, Duero y Tajo)	Benito et al, 1996a
	Inundaciones en otoño en la vertiente mediterránea en los ríos Guadalquivir Besós, Turia, y Segura	Font, 1988
Europa	Portugal. Crecidas en el río Tajo (180 viviendas en Lisboa) Inundaciones en el Duero (Daños en Oporto)	Gonzalez, 1995
	Francia: Inundaciones en el río Sena (Port Marly)	Pintura de Sisley
	Inundaciones en el Ródano	Pfister et al. 1999
	Alemania: Inundaciones en el Rhin. En Nuremberg, los periodos de mayor intensidad de inundaciones se dan en 1840-1925.	Pfister et al. 1999
	Rusia: inundaciones en el Volga	Georgiadi (com.pers.)
América del Norte	23 de mayo de 1876. Inundaciones en Boulder Creek. (por tormenta general)	HDR Hydro-meteorological service
	17 de marzo y 17 de junio. Inundaciones en Tennessee. En diciembre frío intenso.	Tennessee County Library
	29 enero 1876. Inundación en el río Ohio (USA).	Army Signal Corps
	Saginaw River basin (Michigan). Inundaciones en 1876.	USGS
	Cuenca del Mississippi (Rockdale). Inundación el 4 de Julio de 1876 por lluvias	Historia local de Dubuque
	Inundaciones en el área de Los Angeles	Historia del Condado de Los Ángeles
Sudamérica	En Managua, el 4 de octubre de 1876 hubo lluvias intensas en Nicaragua	Heliodoro Cuadra, 1888
	En 1872 – 1876, en el Cotopaxi: Período de explosiones algo frecuentes e incrementos en la actividad fumarólica. No hubo consecuencias	Instituto de geofísica. (UNP, Ecuador)

**Tabla 2-6. Inundaciones y otros eventos relacionados ocurridos durante el año de 1876 en todo el mundo.**

(Continuación)

Continente	Evento	Fuente
Asia	Sequía en toda la zona norteafricana, Sudamérica y Asia (Java, Filipinas)	Nature, 2000
	Tifón en Filipinas. Inundaciones de los ríos Sevilla, Loboc e Inabanga. Noviembre de 1876	Archivo de los Recoletos, Filipinas
	Primera crisis de subsistencia (1876-1879). Epidemias de paludismo y enfermedades, que causaron millones de muertos.	Lamb, 1982
	En 1876, en Bakarganj (Bangladesh) el ciclón Bakergary causa más de 2.000.000 de muertos	SMRC Report
	Otra cita habla de 215.000 muertos en Bengala	página web
	Anomalía en el crecimiento de corales en el Océano Índico. Anomalia en las temperaturas y lluvias	Abram y Gagan, 2001
	Norte de China (Shangtung), verano de 1876. Escasas lluvias y hambrunas generalizadas.	Bohr, 1972
Oceanía	(22-01-1876). Inundaciones en Nueva Zelanda (Canterbury, Costa Este y Distrito Norte). Río Taieri.	Burrows y Greenland, 1979

**Tabla 2-4 (cont.). Inundaciones y otros eventos relacionados ocurridos durante el año de 1876 en todo el mundo.**

### 2.5.3 Crecidas históricas, instrumentales y recientes

El análisis de las crecidas históricas y recientes (con registro sistemático) aportará información para la interpretación de los resultados del análisis de paleocrecidas. Las principales crecidas encontradas en el río Guadiana se han recopilado en su mayoría en el territorio español de la cuenca, si exceptuamos algunos datos bibliográficos en Portugal y algunas placas reseñadas.

En las tablas 2.7 y 2.8 se reseñan los eventos más importantes en las dos áreas de estudio, seleccionados mediante distintos criterios; uno de ellos es la magnitud relativa para el Puente Palmas (ciudad de Badajoz), donde se ha comparado y clasificado los eventos según la altura de las aguas (consignada en placas, escritos, etc.), empleado para situar las crecidas en la cuenca baja.



Crecida	Tipo	Orden	Magnitud relativa	Caudal punta estimado para Pulo do Lobo (m <sup>3</sup> /s)
620	Históricas	indeterminada	Alta	-
680		indeterminada	Alta	-
1545		indeterminada	Alta	-
Dic-1596		Indeterminada	Alta	-
Dic-1603		1 (*)	Alta	-
Dic-1876		2 (*)	Alta	>10.000 (1)
Ene-1758		3 (*)	Alta	-
Feb-1823		4 (*)	Alta	-
Dic-1766		5 (*)	Media	-
1796		6 (*)	Media	-
Dic-1859		7 (*)	Media	-
Mar-1947	Instrumental	8	Media	8127 (2)
Ene-1940		9	Media	~7530 (3)
Nov-1997		10	Media	7240 (2)
Feb-1963		11	Media	6488 (2)
Ene-1970		12	Media	5898 (2)

**Tabla 2-7. Crecidas más importantes para la cuenca media y baja, que afectan a la zona de estudio de Pulo do Lobo. (\*) Orden relativo basado en referencias bibliográficas. (1) Caudales estimados para la estación de Puentes Palmas, (2) caudales en la estación de Pulo do Lobo y (3) caudales para la estación de Mourao.**

Crecida	Tipo	Orden	Magnitud relativa	Caudal punta estimado para el EH (m <sup>3</sup> /s)
620	Históricas	Indeterminada	Alta	-
680		Indeterminada	Alta	-
1500		Indeterminada	Media (local)	-
1508		Indeterminada	Media (local)	-
1545		Indeterminada	Alta	-
1556		Indeterminada	Media (local)	-
Ago-1574		Indeterminada	Media (local)	-
Dic-1603		Indeterminada	Alta-media (¿local?)	-
Ene-1758		Indeterminada	Media (local?)	-
Dic-1766		Indeterminada	Media (local?)	-
Feb-1823		Indeterminada	Media (local?)	-
Dic-1876		Indeterminada	Alta	<10.000 (Badajoz)
Ene-1881		Indeterminada	Alta-media	
Sep-1891		Indeterminada	Alta-Media	
Mar-1947	Instrumentales	1	Media	3100 (3), >5000 (4)
1915		2	Media	2300 (3), >2110 (4)
Ene-1941		3	Media	2200 (3), testigos
Dic-1916		4	Media	2200 (3)
Ene-1979		5	Media	848 (1), 1688 (2) y 3829 (4)
Ene-1970		6	Media	1495 (2), y 3190 (4)
Ene-1997		7	Baja	700 (1)
Feb-1963		¿	Baja	>2910 (4)

**Tabla 2-8. Crecidas más importantes para la cuenca alta, que afectan a la zona de estudio del Estrecho de las Hoces. (\*) Orden relativo basado en referencias bibliográficas. (1) Qci estimados para la estación de Luciana (21072), (2) Qc para el Guadiana en Orellana (26125), (3) Qci en la presa de Cíjara, y (4) Qc en el río Guadiana en Villanueva de la Serena (34771).**

Otro criterio seguido es la magnitud de la crecida recogida en elementos como presas (como es el caso de las crecidas del embalse de Cíjara para la cuenca media). Por último se ha empleado en la comparación el valor del caudal punta durante el periodo instrumental (valores procedentes de las estaciones de aforo de Pulo do Lobo, Puente Palmas en Badajoz y Luciana en Ciudad Real). A partir de esta tabla se han intentado correlacionar los eventos, siempre y cuando sean los resultados coherentes con la estratigrafía y/o las dataciones radiométricas.

Los registros históricos e instrumentales antiguos nos van a permitir una caracterización imprescindible de la tipología de las crecidas, puesto que algunos de ellos se remontan previamente al intenso cambio en la cuenca que supone la regulación generalizada de los embalses. Se han caracterizado tres crecidas clave; la crecida de diciembre de 1876, la mayor de las registradas en periodo histórico reciente, la crecida de marzo de 1947, el mayor de los registros en periodo instrumental de la cuenca, y la crecida de noviembre de 1997, la mayor de las crecidas recientes con el río regulado.

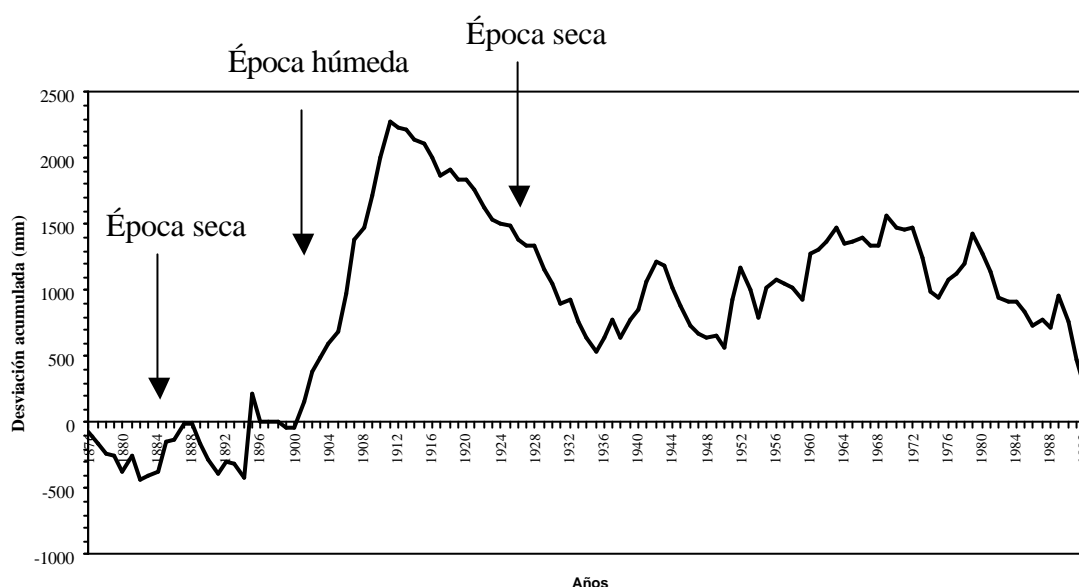
#### **2.5.3.1 La crecida de 1876 en el río Guadiana**

La crecida de diciembre de 1876 es la que se registra como mayor en toda la historia reciente del río Guadiana. No quiere decir esto que haya sido la mayor de la cuenca, aunque existen documentos que avalan su importancia como la mayor crecida al menos de los últimos 300 años. Previamente a 1700, los archivos son muy escasos y confusos y posiblemente también era diferente el grado de ocupación de la cuenca. La única información registrada son algunas crecidas esporádicas en 1600 y 1500.

La referencia “diciembre de 1876” se encuentra a lo largo de todos los pueblos ribereños: Mérida, Badajoz, Mértola, Vila Real de San Antonio, Alcoutim e incluso San Lucar de Guadiana, con placas indicativas de la crecida. El caudal para esta crecida fue estimado aproximadamente, puesto que aunque existían algunas escalas colocadas en la cuenca, éstas fueron ampliamente rebasadas. Las estimaciones en Badajoz fueron cercanas a los 10.000 m<sup>3</sup>/s, y en Portugal se habla de más de 10.000 m<sup>3</sup>/s, no precisando la cifra mucho más.

### 2.5.3.1.1 Situación climática en la cuenca del río Guadiana en 1876

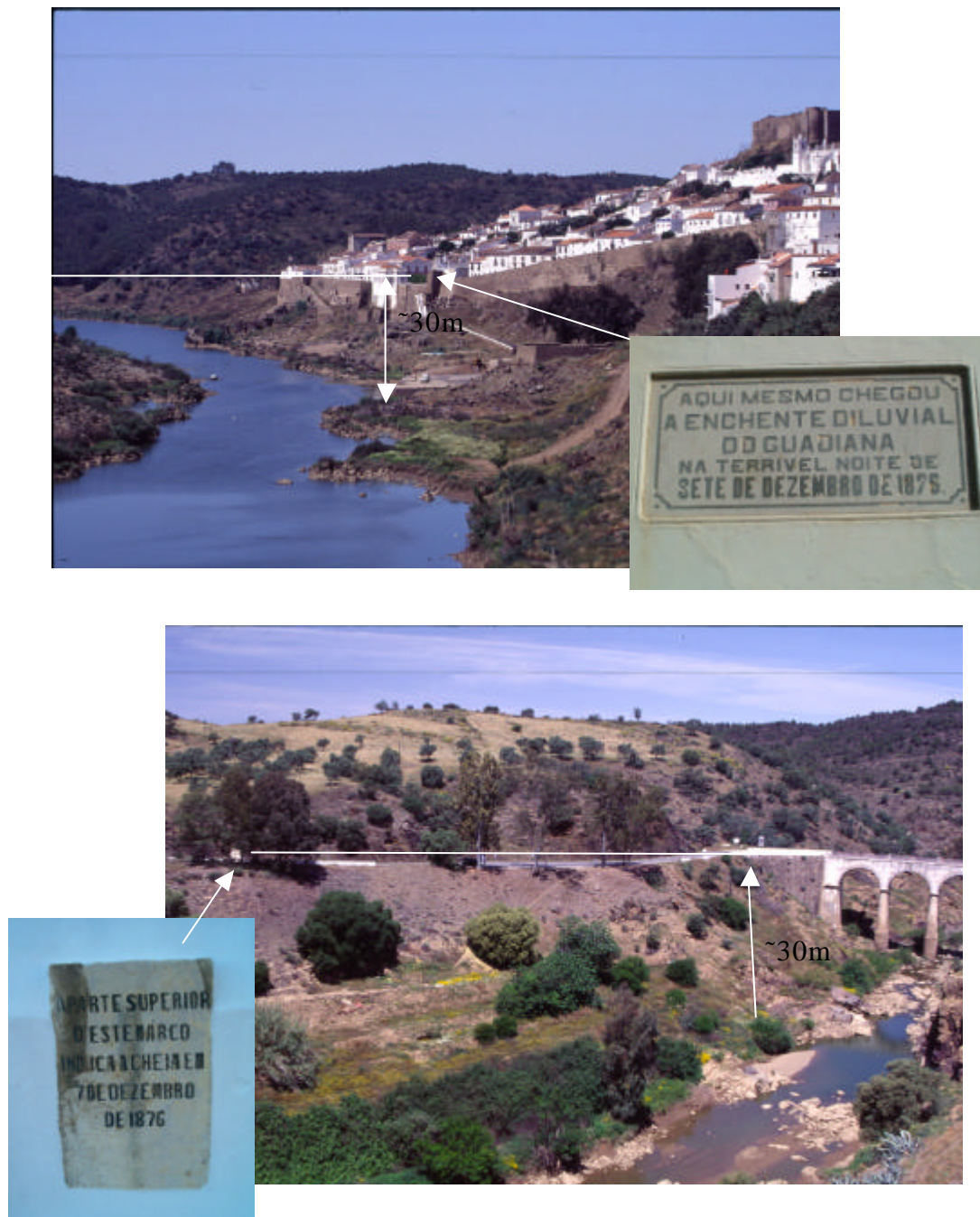
La situación climática para España en 1876 y más concretamente en la cuenca del río Guadiana sugiere que los valores del índice de pluviosidad dados para el quinquenio 1876-1880 son inferiores en un 0,3% a la media, aunque si se realiza por sectores, la España seca está por debajo del valor de 8%, mientras que la zona norte alcanza valores superiores al 10% (Font, 1988). En la estación de Badajoz los datos de lluvias anuales son inferiores a la media, continuando esta situación hasta la década de 1900, donde progresivamente se incrementa la lluvia media anual (Figura 2.11). La desviación acumulada en la estación marca una época de cambios en las décadas de 1870-1890. A partir de esa fecha en la estación se observa una tendencia húmeda.



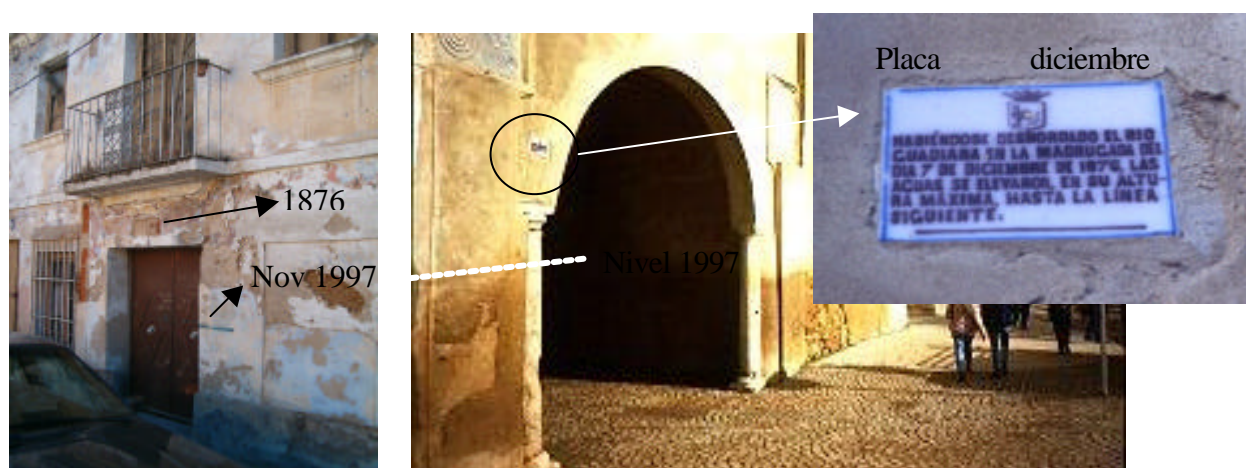
**Figura 2-11. Desviación acumulada de las precipitaciones anuales respecto a la media. En la figura se muestran las grandes tendencias desde 1876 hasta 1995 en la estación de Badajoz.**

Las temperaturas también muestran cambios en 1876, con una tendencia de 1,5° inferior a los valores medios en el invierno, y algo menos en primavera. En el otoño la situación es opuesta, con valores superiores en más de 1° a los medios (datos para la estación de Badajoz). Esta situación indica una extremosidad del clima peninsular en el lustro 1876-1880 y parece señalar una situación de cambio en los patrones generales de circulación en Europa y en España. Esta etapa final del siglo XIX ha sido señalada por Font (1988), como de un “posible cambio climático, que en cierto modo también se manifiesta en la Europa transpirenaica”.

El registro de la crecida en placas es notable, como muestran las figuras 2.12 y 2.13 para las localidades de Badajoz y Mértola (Portugal). En ambas localidades encontramos placas a más de 30 metros sobre el nivel actual del río Guadiana, muchas veces en el interior de la cuenca de los afluentes, por penetración de los caudales de crecida, como es el caso de los ríos Rivillas y Oeiras.



**Figura 2-12. Placas de la crecida en Portugal del Guadiana en diciembre de 1876. Placa superior en Mértola (tribunal de justicia) y placa inferior en la desembocadura del río Oeiras en el Guadiana**



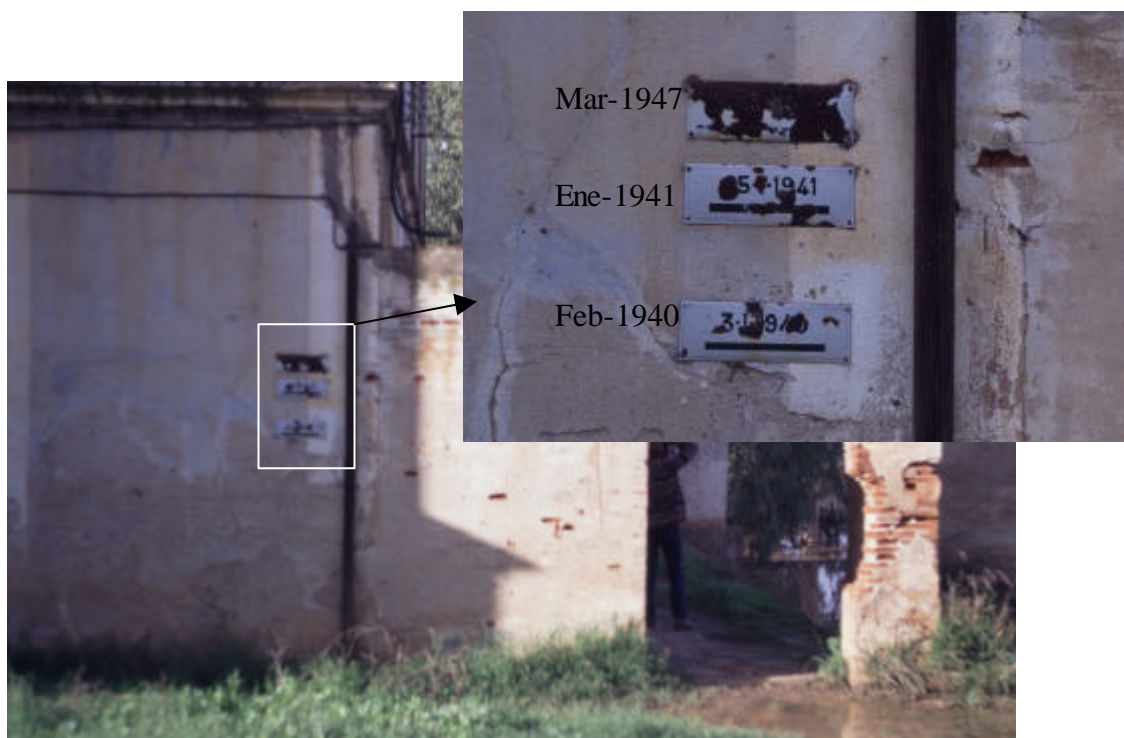
**Figura 2-13. Placas de la crecida del Guadiana de 1876 comparadas con la del Rivillas en noviembre de 1997. La placa izquierda pertenece al nº 5 de la C/ Eugenio Hermoso. La placa derecha está situada en la puerta de la Trinidad.**

### 2.5.3.2 *La crecida de marzo de 1947. Efeméride en el periodo instrumental de las estaciones de aforos de la cuenca*

Esta crecida es en la mayoría de las estaciones foronómicas en las que se cuenta con datos la efeméride. Los valores para el día 6 de marzo en Pulo do Lobo indican  $8.127 \text{ m}^3/\text{s}$  y en la estación de Mourao  $9.551 \text{ m}^3/\text{s}$  el día 5 de marzo. En territorio español la crecida alcanzó durante el día 6 de marzo los  $8.100 \text{ m}^3/\text{s}$  en Benavides y  $8.000 \text{ m}^3/\text{s}$  en Badajoz, ambas estaciones cercanas a la frontera con Portugal. En Montijo el caudal estimado fue de  $7.900 \text{ m}^3/\text{s}$ . Aguas arriba también encontramos indicadores de excepcionalidad, como en Villanueva ( $5.000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) con punta el día 5 de marzo y los  $3.100 \text{ m}^3/\text{s}$  en Cíjara, a pocos kilómetros del Estrecho de las Hoces. La gran diferencia en los caudales entre zonas tan próximas como Cíjara y Villanueva, y entre ésta y Montijo la explicó Hernández-Pacheco (1958) por los aportes, primero del río Zújar y, después del río Matachel, con cuencas muy amplias y tiempos de concentración parecidos. La crecida fue muy rápida, llegando en tan solo un día desde la parte media-alta de la cuenca (día 5) a la zona de desembocadura (día 6). La diferencia de caudales en el territorio portugués entre Mourao (frontera con España) y la zona de estudio en Pulo do Lobo se debe a la laminación natural y a la falta de aportes de los principales



afluentes, que como el Dégebe, desaguaron un día antes ( $1.369 \text{ m}^3/\text{s}$  el día 4 de marzo); este valor constituye el tercer registro histórico de la estación.



**Figura 2-14. Placas de las inundaciones de 1940, 1941 y 1947 en las que puede compararse la altura alcanzada poco antes de la ciudad de Badajoz (central hidroeléctrica de Lobón)**

En otros ríos de la península ibérica también ha quedado constancia de esta crecida. En el río Tajo el caudal punta para el Puente del Arzobispo fue de  $7300 \text{ m}^3/\text{s}$  (Benito, 1996b). Esta avenida tiene la peculiaridad de ser la última producida dentro del periodo de funcionamiento en régimen natural de la cuenca, antes de la construcción de los grandes embalses y fue registrada en algunos pequeños azudes y embalses, como el de Lobón, Badajoz (Figura 2.14).

### ***2.5.3.3 La crecida reciente de noviembre de 1997. Marcador para la calibración del modelo hidráulico***

La crecida de noviembre de 1997 fue muy importante para los afluentes de la cuenca del río Guadiana como el río Rivillas, pero para el río principal los caudales no alcanzaron el grado de excepcionalidad, con una punta el día 6 de noviembre de  $4488 \text{ m}^3/\text{s}$  en la estación de El Azud (Badajoz). En la frontera España-Portugal, los caudales alcanzaron

los 4500 m<sup>3</sup>/s. No obstante, en la zona sur de la cuenca el caudal máximo llegó a alcanzar los 7240 m<sup>3</sup>/s (PBG, 1999), probablemente por la ausencia de infraestructuras para laminación de las crecidas en los afluentes del Guadiana en el tramo portugués. La situación previa es un año húmedo (1995-96) y unas lluvias fuertes en el periodo diciembre 1996-enero 1997 que fue general para casi todos los ríos de la vertiente atlántica y dieron lugar a crecidas en el Guadiana de 2500 m<sup>3</sup>/s en la frontera (1857 m<sup>3</sup>/s en Badajoz). Los niveles alcanzados por Duero y Tajo fueron elevados, llegando a tener caudales máximos de punta de 2400 m<sup>3</sup>/s para el río Tajo en Fratel (Portugal) el día 18-12-96, caudal bajo gracias a la laminación del embalse de Alcántara. En la cuenca alta, en la zona del Estrecho de las Hoces, la crecida de diciembre-enero de 1997 fue mayor, mientras que la de noviembre de 1997 no fue excepcional puesto que el sistema convectivo de mesoescala quedó difuminado antes de penetrar en la cuenca media. Los valores de calado para el río Guadiana en la estación de Luciana fueron de 5,82 m, que corresponden a un caudal máximo instantáneo de 699,3 m<sup>3</sup>/s el día 9 de enero.

Se ha empleado la crecida del año 1997 como marcador para la calibración del modelo hidráulico en el tramo de Pulo do Lobo. En esta zona los depósitos de flotantes existentes pertenecen a la crecida de noviembre de 1997, correlacionando bastante bien con los niveles de caudales aportados con la estación de aforo 27L/01. En el tramo del Estrecho de las Hoces los escasos depósitos flotantes pertenecen a la crecida de enero de 1997 y no han sido suficientes para calibrar el modelo.

Algunos de los resultados de la crecida de 1997 en el río Guadiana se exponen en las figuras 2.15 a 2.18, donde puede verse como en la zona de Pulo do lobo llegó a llenarse el cañón interno e inclusive parte de la plataforma rocosa (Figura 2.15), aguas abajo, en Mértola (Portugal), las aguas alcanzaron y desbordaron sobre las casas situados en los bancos de la llanura, muy cerca incluso de los niveles de la avenida de 1876 (Figura 2.16). En la ciudad de Badajoz (Figura 2.17B), las aguas desbordaron sobre la llanura de inundación e incluso en la vecina localidad de Cheles el río bajaba con cientos de metros de anchura (Figura 2.17A). Para la cuenca alta el evento no pasó desapercibido. En el Estrecho de las Hoces el agua alcanzó los cuatro metros de altura sobre la llanura de inundación (Figura 2.17C y 2.17D). En las aguas de Ruidera el agua circulaba en



superficie de una a otra, hecho que no ocurría desde hacía décadas debido al descenso del nivel freático por la sobreexplotación de los acuíferos.



**Figura 2-15.** Crecida de diciembre-enero de 1997, en el Pulo do Lobo, en la que se observa la ocupación de la plataforma rocosa. El caudal es aproximadamente unos 2000 m<sup>3</sup>/s



Figura 2-16. Crecida de noviembre de 1997 comparativamente con la de diciembre de 1876 en la margen izquierda a la altura de Mértola (Portugal)

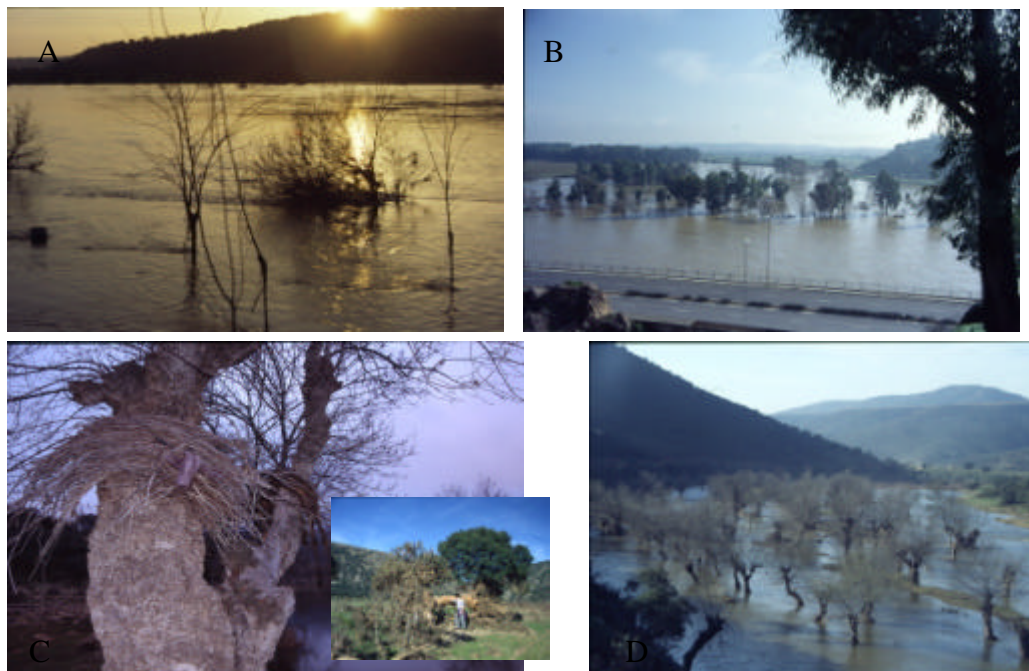


Figura 2-17. Crecida de diciembre-enero de 1997 en el tramo del Guadiana en España. En la imagen izquierda la zona de Cheles (A), inmediaciones de Badajoz ciudad (B), dejando marcadores (cierva y ramas) del nivel de crecida (C), y durante el descenso de las aguas en el tramo del Guadiana medio antes de la entrada al estrecho de las Hoces (D).

#### **2.5.4 Frecuencia relativa**

La frecuencia de las crecidas es un dato que presenta problemas, ya que suele obtenerse a partir de datos de aforos recogidos en periodos de tiempo muy cortos, normalmente 20-30 años. Estas series presentan una gran dificultad para estimar avenidas con frecuencias medias-bajas, ya que tienen grandes probabilidades de no haber recogido un evento de  $T > 100$  años. Algunos autores que proponen la inclusión de las series históricas en los datos foronómicos son Hosking y Wallis (1986), Archer (1987), Cohn y Stedinger (1987), Hirsch (1987) y Francés *et al.* (1994), entre otros. Por esta razón, al no tratarse de datos recogidos de forma instrumental, y contener lagunas, le daremos el nombre de frecuencia relativa frente a la frecuencia absoluta que es la que procede de registros continuos instrumentales.

En la presente tesis no se abordarán cuestiones de frecuencia absoluta, debido a la inexistencia de registros instrumentales de caudales lo suficientemente largos en el tiempo. También hay un sesgo de la información histórica que afecta a los eventos ocurridos en la parte portuguesa de la cuenca, y también en todos los eventos de alta frecuencia anteriores a 1800, que no han sido registrados en toda la cuenca. Además del problema con la frecuencia absoluta a partir de comienzos del siglo XX, los datos han de tomarse con precaución, ya que las actuaciones antrópicas intervienen de forma decisiva en el número de inundaciones registradas (Barriendos, 1995). En concreto la segunda mitad del siglo XX presenta un elevado registro de las inundaciones en cuencas menores, por un aumento de la ocupación de las llanuras de inundación (Ortega y Garzón, 1997), y además a partir de 1950 se da una regulación en la cuenca por la creación de grandes embalses para regadíos que cambian la frecuencia natural para el río Guadiana.

##### **2.5.4.1 Análisis de la frecuencia relativa en la cuenca**

En la cuenca del río Guadiana se dan momentos de máximos en las crecidas para los periodos 1540-1570, 1590-1630, 1750-1820 y a partir de 1860-actualidad, como puede verse en la figura 2.19. Los mínimos encontrados corresponden a los periodos 1500-1540, 1640-1750 y en 1900. Los periodos deben tomarse con reservas, ya que en ocasiones (hasta mediados del siglo XIX) el escaso número de eventos no puede ofrecer

demasiada fiabilidad, máxime cuando no quedan registradas las inundaciones de los afluentes, ni las de alta frecuencia.

En el primer periodo que comienza en 1540 hasta 1570 se da el primer agrupamiento de inundaciones, seguido del intervalo 1590-1630 donde las crónicas indican una mayor frecuencia y magnitud de los eventos, pero es a partir del periodo 1750-1820 donde los números se incrementan, siendo cada vez más frecuentes los eventos en los afluentes y menores en el Guadiana hasta llegar a la segunda mitad del siglo XIX, donde apenas se dan eventos en el río Guadiana de magnitud alta. Sin embargo en este periodo y a partir de 1900-actualidad las frecuencias son muy altas.

Según Jacobeit *et al.* (2003) la frecuencia de inundaciones en Europa central ha seguido altibajos, con máximos en los periodos 1550-1575, 1650-1680 y alrededor de 1850-1880, y mínimos en los periodos 1580-1630, 1700-1800 y alrededor de 1900. Mediante datos instrumentales señalan que a partir de 1850 las frecuencias son mayores a la media.

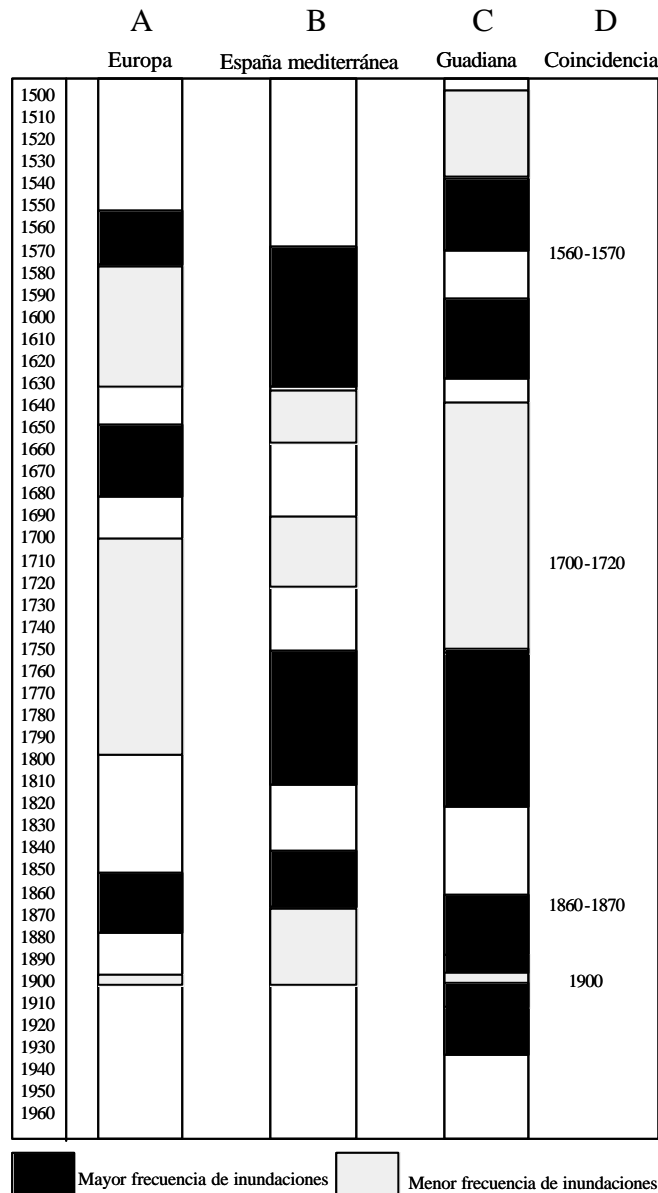
En España, Barriendos (1995) y Barriendos y Martín-Vide (1998) señalan que “la frecuencia de las inundaciones catastróficas se concentra en unos episodios de especial intensidad”. Dichos periodos en las cuencas mediterráneas objeto de su estudio son: 1571-1630, 1751-1810, 1841-1870, y los de menor intensidad 1631-1660, 1691-1720 y 1871-1900. Al realizar una comparación de los periodos obtenidos (Figura 2.18) en Europa (Jacobeit *et al.*, 2003), España mediterránea (Barriendos, 1995 y Barriendos y Martín-Vide, 1998) y la cuenca del río Guadiana, observamos como en algunos momentos existe una cierta coincidencia para periodos de máximos y mínimos de inundaciones. Las fechas en las que coinciden periodos de alta frecuencia de inundaciones en las tres zonas son: la década 1560-1570 y la década 1860-1870. En cuanto a los momentos de menor frecuencia de eventos en las tres zonas estudiadas se producen en los periodos: 1700-1720 y el año 1900.

Las tres zonas no reflejan una coincidencia absoluta, cosa por otra parte esperable, al tener diferentes condiciones climáticas y geográficas. La coincidencia entre la cuenca del río Guadiana y las otras dos áreas se produce en determinados periodos, que alternan en el tiempo. La coincidencia entre la cuenca del río Guadiana y las frecuencias

observadas en Europa puede interpretarse como momentos de influencia atlántica, mientras que los momentos de coincidencia con las cuencas del levante español son de influencia mediterránea.

Influencia atlántica con mayor frecuencia son: 1550-1570 y 1860-1880

Influencia mediterránea con mayor frecuencia son: 1590-1630, 1750-1810.



**Figura 2-18. Frecuencia de inundaciones a partir de 1500 en Europa (A) según Jacobeit *et al.* (2003), en la España mediterránea (B) según Barriendos (1995) y Barriendos y Martín Vide (1998) y en la cuenca del río Guadiana (C) para la presente tesis. D indica momentos de coincidencia entre las tres zonas.**

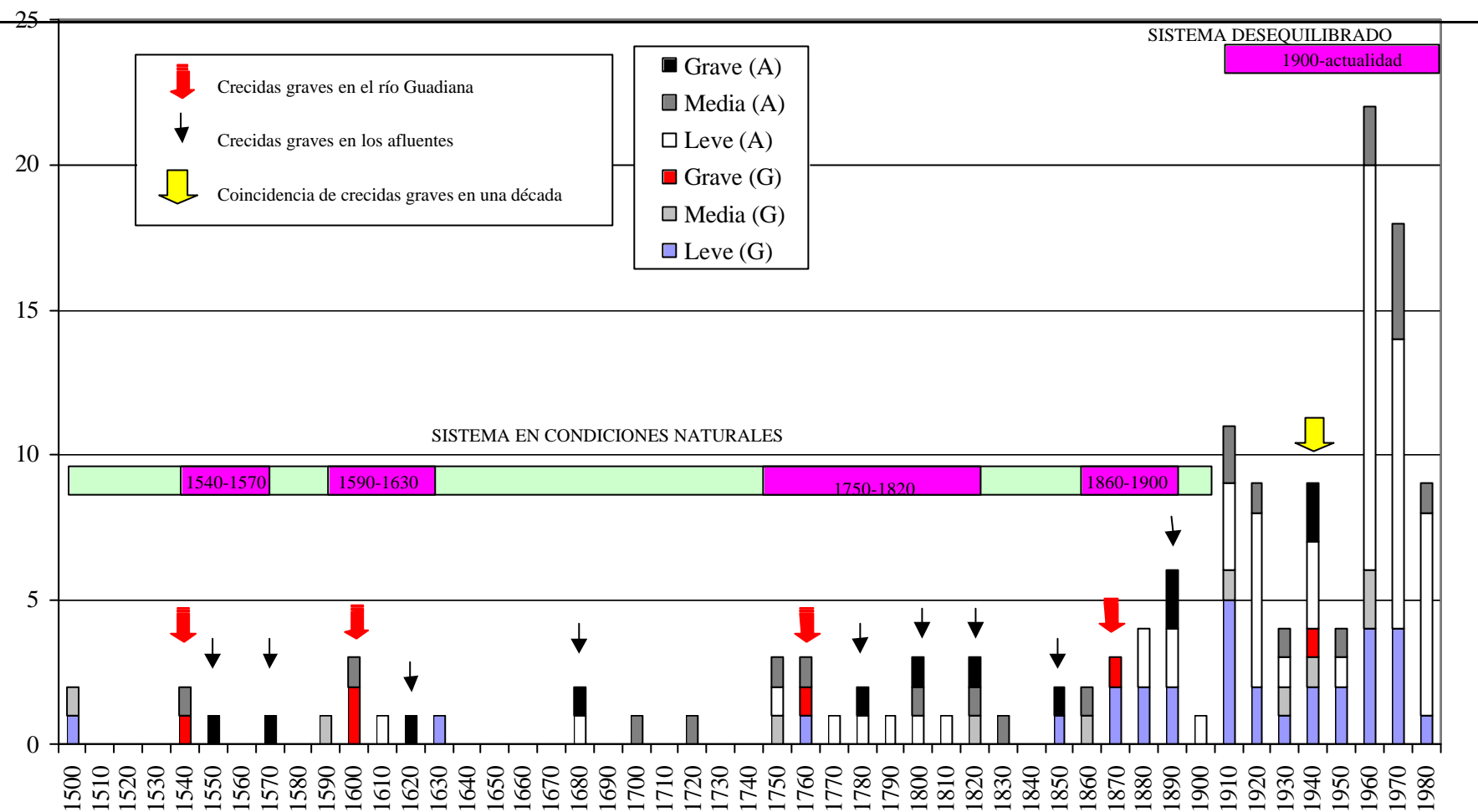
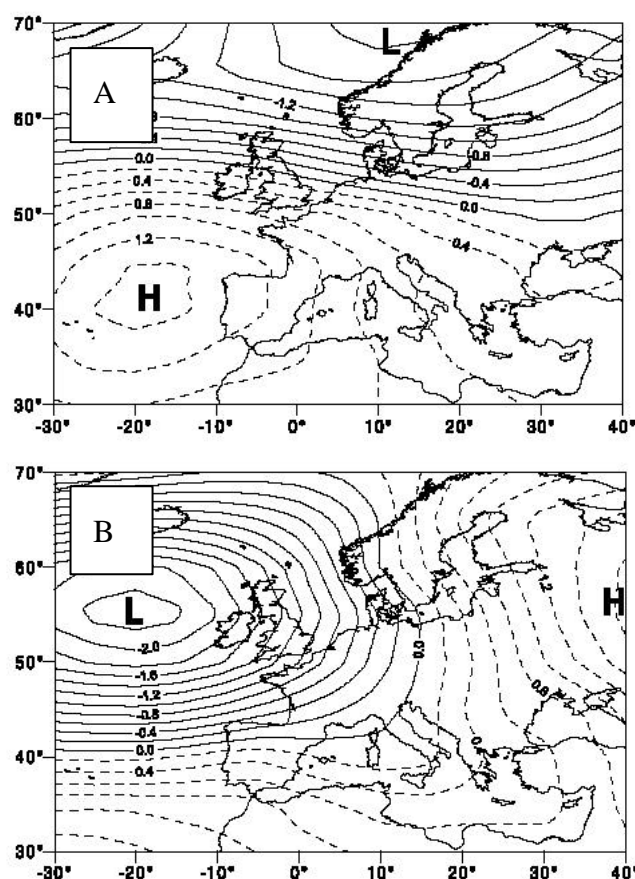


Figura 2-19. Frecuencia y magnitud relativa de las inundaciones en la cuenca. Se han señalado los periodos de crecidas graves en el río principal (G) y en los afluentes (A). Además se ha incluido una interpretación sobre los periodos de agrupaciones de inundaciones de elevada magnitud y frecuencia.





**Figura 2-20. Configuraciones climáticas propuestas por Jacobeit *et al.* (2003), para los modos de circulación de tipo zonal (A) con inundaciones típicamente mediterráneas y en dipolo (B) con inundaciones centroeuropeas. H: altas presiones, L: bajas presiones.**

La alternancia de inundaciones asociadas con una u otra influencia parece indicar momentos de cambio o relevo climático en los patrones de circulación en Europa y el mediterráneo. En la figura 2.20 se muestran los cambios en los patrones obtenidos por Jacobeit *et al.* (2003), asociándose cada evento de inundación con el patrón correspondiente. Se denomina configuración zonal a una situación con altas presiones frente a las costas de Portugal (Figura 2.20A). Se denomina una configuración en modo de dipolo a una situación en la que existe un centro de altas y otro de bajas presiones en el área de influencia de Europa (Figura 2.20 B). El modo de circulación a partir de 1500 ha pasado por etapas de configuración en dipolo y configuración zonal. No parece a simple vista existir diferencias significativas en las inundaciones que pudieran pertenecer a uno u otro modo de circulación. Se ha analizado cada evento por separado, intentando diferenciar cada modo por su magnitud relativa, datos históricos de la

inundación, fecha de ocurrencia, etc. Y no parecen comportarse de forma distinta. Lo que sí parece confirmarse es la relación entre la magnitud de un evento y que se de en momentos de cambio de modo de circulación. Como puede verse en la figura 2.21, las mayores inundaciones se dan en periodos de cambio entre modos de circulación, mientras que en los momentos en los que está operando un modo de forma continua, las inundaciones son de magnitud media o baja. Esto se ha confirmado en casi todos los cambios citados por Jacobeit *et al.* (2003) con inundaciones del río principal o afluentes de elevada magnitud en cada cambio. Según esta hipótesis, las inundaciones de 1545, 1603 y 1876, tres de las mayores ocurridas en la cuenca, supondrían momentos de cambio del modo de circulación de fin de dipolo (1545), o de zonal a dipolo (1603 y 1876).

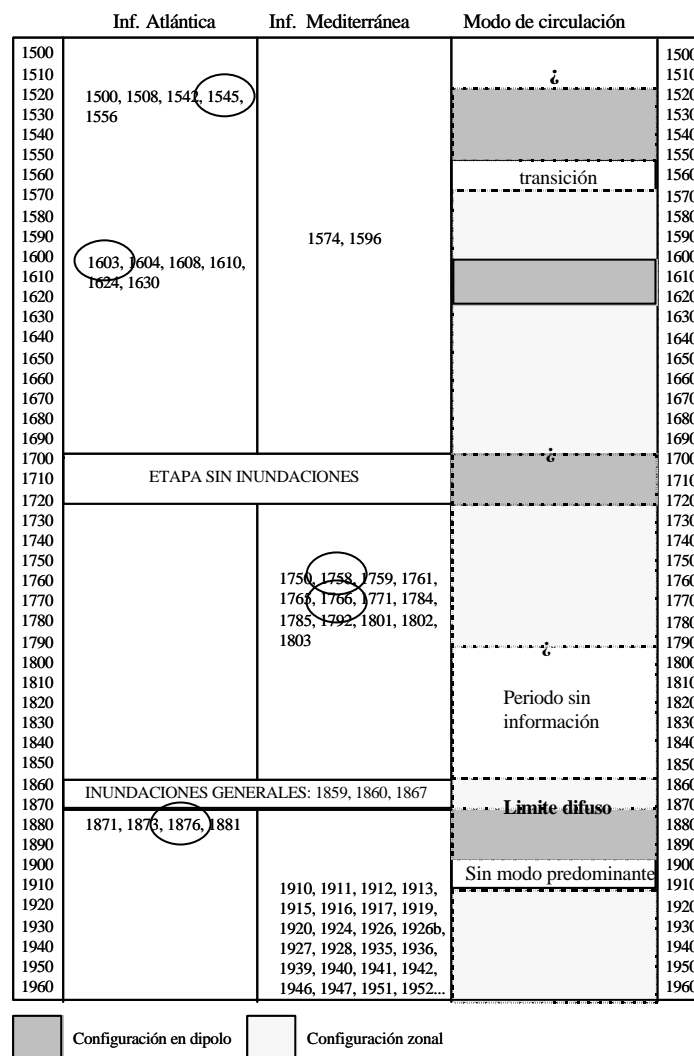
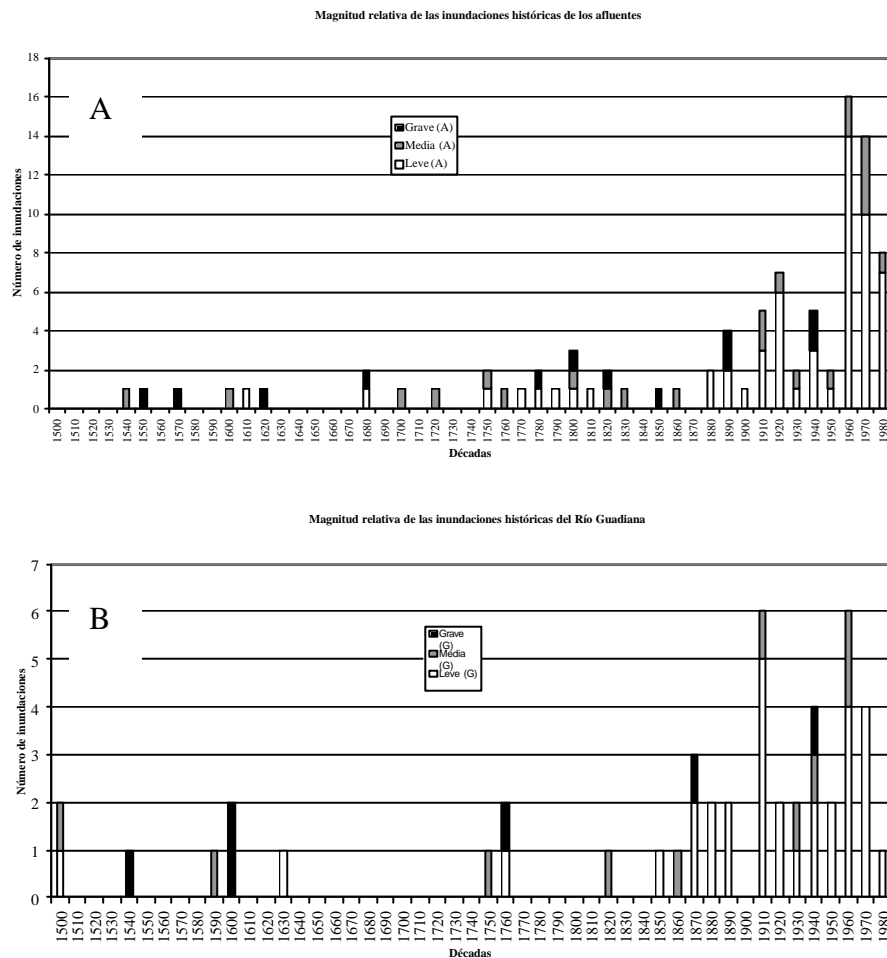


Figura 2-21. Relación entre los periodos climáticos (Jacobeit *et al.*, 2003) e inundaciones históricas en la cuenca. Los eventos se han agrupado según la influencia zonal o en dipolo predominante.



Esta hipótesis no termina de explicar bien algunas inundaciones de magnitud importante, como los eventos de 1758 y 1766, ambos en mitad de una configuración de tipo zonal. No se han visto mayor cantidad de inundaciones en los afluentes de la cuenca alta y la cuenca baja, pese a operar modos de circulación más o menos propicios para cada zona (circulación en dipolo = cuenca atlántica, inundaciones en afluentes de la cuenca baja y circulación zonal = cuenca mediterránea, inundaciones en afluentes de la cuenca alta).

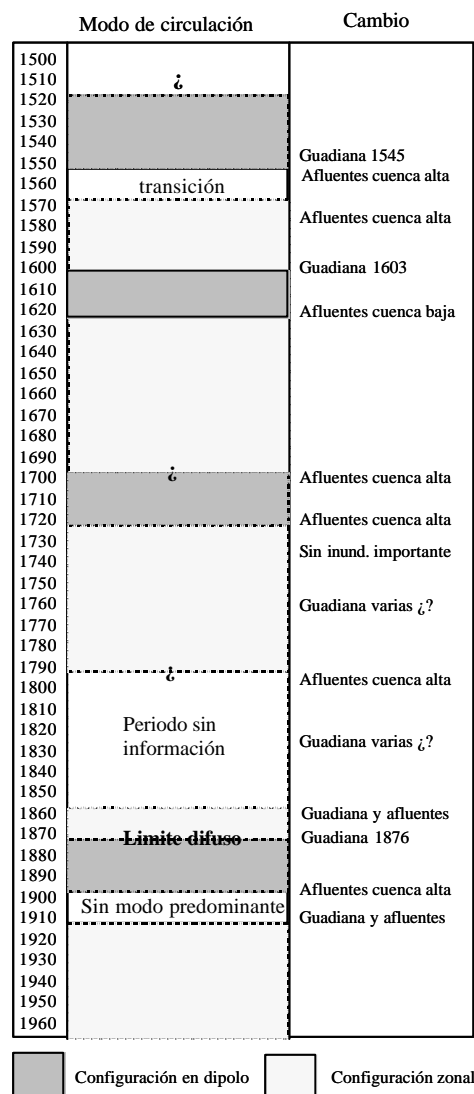


**Figura 2-22. Distribución decadal de las inundaciones históricas y su magnitud relativa. A. Inundaciones en los afluentes. B. Inundaciones en el río principal.**

#### 2.5.4.2 La frecuencia en los afluentes y en el Guadiana

Si separamos la distribución de inundaciones históricas en el tiempo, haciendo distinción entre inundaciones en los afluentes y en el río Guadiana (Figuras 2.22 y

2.23), veremos que los periodos de coincidencia entre ambos en las inundaciones no son tan grandes, sobre todo para las inundaciones de magnitud media-alta y frecuencia media-baja. Estas inundaciones denominadas medias-graves, presentan coincidencias en los afluentes en determinadas décadas. Es en éstos periodos con crecidas más significativas donde hemos analizado la configuración climática (expresándose el cambio de configuración como el inicio o final de un determinado modo climático). Los momentos de cambio parecen estar relacionados sobre todo con el fin de periodos de tipo dipolo ó inicios de circulación zonal (con una excepción); en cualquier caso, puntos de cambio.



#### 2.5.4.2.1 Problemática y resultados

Los resultados de la figura 2.21 indican que algunos periodos con coincidencia entre inundaciones en el río Guadiana y sus afluentes, sí que parecen estar relacionados con cambios en la configuración. Es el caso de los años 1540, 1600, 1860 y 1910. Otros, sin embargo no obedecen a cambio alguno, es el caso de 1750, 1760, 1820 y a partir de 1930 y adelante. Esto nos lleva a pensar que, o bien no guardan relación con cambios en el clima, o por el contrario el análisis seguido no es suficiente. Para ello se pensó que los últimos periodos, a partir de comienzos del siglo XX en adelante, pudieran estar influidos por el cambio climático producido por el hombre, modificaciones antrópicas en la cuenca y, en general, actuaciones que desvirtúen los patrones climáticos normales. Está reconocido ampliamente en la actualidad el cambio en las temperaturas del planeta, sobre todo a partir de 1900 en adelante. Esta fecha coincide también con los análisis de la frecuencia relativa de las inundaciones y por ello se ha estudiado la influencia en las mismas de otros mecanismos, como por ejemplo el patrón de macroescala conocido como NAO, puesto que se trata de un patrón medido a partir de los cambios en las temperaturas oceánicas.

Se incluyó el valor del módulo del índice de la NAO obtenido por Hurrell (1995), ya que este índice ha demostrado guardar relación con los periodos de inundación como se ha comentado en el capítulo anterior. Los valores fueron expresados como el módulo de la década, y los resultados finales no fueron muy buenos, ya que a priori no son fuertemente negativos. El problema estriba en que los datos del módulo no funcionan con el índice NAO, ya que dicho índice cambia mucho e incluso invierte la tendencia de un año para otro. Si se quieren realizar análisis de inundaciones, no han de ser por décadas, sino por años concretos. Los valores finales para dichos periodos, estudiados ya de forma concreta para el año que dio lugar a una inundación son los siguientes que se muestran en la tabla 2.9.

Como puede observarse en la figura los valores en este caso sí que entran dentro del campo negativo, e incluso fuertemente negativo (superiores incluso a -2), con una excepción (evento de 1943). Esta elevada relación nos indica que efectivamente, durante el siglo XX este patrón climático guarda una estrecha relación con las

inundaciones, si bien este análisis no concluye en si mismo que la relación sea debida a cambio climático.

Década	Año de inundación	Valor del índice NAO
1930	1936	-2.12
1940	1940	-1.56
	1941	-1.26
	1943	0.81
	1947	-1.48
1960	1962	-1.3
	1963	-1.96
	1964	-1.56
	1969	-2.67

**Tabla 2-9. Índice NAO para cada año con inundación dentro de las décadas estudiadas en el siglo XX.**

Como conclusión final a este análisis, parece ser que existe una cierta relación entre momentos de cambio de configuración climática y momentos de coalescencia de inundaciones en toda la cuenca en afluentes y río Guadiana. Por el contrario, para el siglo XX este patrón no parece estar tan claro y si que funciona bien la relación con el patrón climático marcado por el valor del índice NAO. El análisis es tentativo, y algunos periodos de inundaciones importantes a nivel general en la cuenca, no se explican por cambios en los modos de circulación, ni tampoco con el índice NAO por falta de datos tan antiguos. Estos periodos no explicados son los correspondientes a las décadas 1750, 1760 y 1820. Esto quizás puede sugerir que los modos de circulación ofrecidos por Jacobeit *et al.* (2003), pudieran estar incompletos para la zona de estudio y posiblemente reflejan diferencias a escala regional para la península ibérica.

## 2.6 Síntesis de los aspectos más significativos

Los datos históricos, pese a lo sesgado de la información, constituyen el mejor de los registros existentes, ya que aportan datos de toda la cuenca. La información histórica ha de estudiarse de manera global y como complemento, pero no debe aplicarse como herramienta única. Dentro de la información histórica, las placas de registros de

inundaciones complementan e ilustran las avenidas de magnitud elevada, permitiendo comparaciones entre eventos. Otro elemento importante es la información oral, que si bien es claramente insuficiente por lo corto de su intervalo temporal, difusa en cuanto a fechas, pero es una buena herramienta para conocer avenidas recientes e incluso peculiaridades hidráulicas en tramos concretos. De toda la información de eventos históricos, son los archivos los que ofrecen la mejor información histórica. Son muy útiles en cuanto a fechas y datos relevantes para conocer la magnitud de una inundación pero a la hora de establecer la frecuencia de los eventos pueden introducir confusión cuanto más nos alejamos en el tiempo.

A partir de las inundaciones históricas pueden obtenerse muchas de las características del evento meteorológico que las originó. Por ejemplo, en cuanto a la magnitud de los eventos, en el registro histórico ha de ser considerada siempre como relativa debido a (1) pérdida de información por destrucción de archivos, (2) pérdida de información por no recogida de datos, que puede deberse a inundaciones de magnitud leve, escasa ocupación de la llanura de inundación y/o inundaciones muy antiguas con ausencia de pobladores letrados que dejaran constancia del evento. Debe suponerse (con ciertas reservas) que cuanto más antigua es una información más importante es su magnitud debido a lo escaso del registro de los datos, como se ha observado en la presente tesis. Un elemento que suele aportar abundante información comparativa entre eventos son los puentes antiguos, que constituyen uno de los mejores elementos de contraste para eventos de magnitud alta.

Podemos resumir las principales conclusiones de este capítulo en:

(a) Las inundaciones invernales están relacionadas con inviernos muy lluviosos, e incluso años de carácter húmedo. Están causadas por frentes muy activos que barren toda la cuenca, dejando crecidas a nivel general. Las inundaciones de otoño son de carácter aislado y están causadas por tormentas muy locales de carácter convectivo. Las crecidas ocurren aisladamente sobre todo en la cuenca alta y baja. Las inundaciones primaverales aparecen de forma local a regional, y espacialmente se distribuyen en la parte alta y baja de la cuenca. Están causadas por frentes poco activos, aunque ocasionalmente pueden llegar a ser fuertes en los primeros meses de la primavera.

(b) Los periodos de máximas inundaciones en la cuenca del río Guadiana no coinciden exactamente con los mismos periodos en otras cuencas de Europa e incluso tampoco lo hacen dentro de la península con las cuencas del Mediterráneo. Los únicos periodos generales con inundaciones en el Mediterráneo, Europa Atlántica y la cuenca del Guadiana se establecen en 1560-1570, 1700-1720 y 1860-1870. El único periodo general sin inundaciones se establece alrededor de 1900, periodo que no sabemos a qué puede ser debido, pero que suponemos como momento de cambio de los patrones de circulación e inclusive pudiera estar ligado con el inicio de cambios en el clima.

Las diferencias en los periodos de inundaciones entre la cuenca del Guadiana y las zonas mediterránea y europea obedecen al tipo de circulación predominante. El modo de circulación en dipolo parece estar más relacionado con las inundaciones atlánticas, mientras que el modo de circulación zonal parece estar más ligado con las inundaciones mediterráneas. La cuenca del río Guadiana presenta influencias de ambas; esto puede interpretarse en las inundaciones que se dan según opere un modo de circulación zonal o en dipolo. Las mayores inundaciones no se relacionan sin embargo con un modo u otro, sino más bien con el momento de transición entre ambos. Algunos eventos encontrados en la cuenca del río Guadiana parecen obedecer a momentos de cambio en los patrones climáticos a escala global, es el caso del evento de 1876, que parece estar ligado a transiciones entre modos de circulación en Europa. En la Península Ibérica aparece como un año seco y frío que marca el final de una etapa.

Además, las inundaciones en la cuenca no se producen de manera general en los afluentes y el río Guadiana. Tan solo en escasas ocasiones coinciden. Dichas coincidencias también parecen estar relacionadas con momentos de cambio en el modo de circulación.

(c) A partir del siglo XX, los patrones de circulación y la frecuencia y magnitud de las inundaciones no se relacionan bien. No conocemos el alcance real de este cambio, pero sí hemos establecido unas buenas relaciones ya no con el modo de circulación sino con la Oscilación del Atlántico Norte. A partir del siglo XX, los momentos de mayores inundaciones coinciden con valores fuertemente negativos del índice NAO.

(d) De todo el registro histórico estudiado, hay periodos de inundaciones que no se explican mediante cambios en los modos de circulación y en los que por ausencia de datos tampoco pueden relacionarse con episodios de NAO negativa. Son las décadas de 1750-60, 1760-70 y 1820-30. Suponemos que estas décadas con mayor frecuencia y magnitud de inundaciones pueden indicar cambios en los patrones de circulación no observados hasta ahora, o bien cambios a nivel regional para la cuenca del río Guadiana.

**Índice del capítulo**

<b>3.1</b>	<b>Introducción y justificación de la zona de estudio.....</b>	<b>3-2</b>
<b>3.2</b>	<b>Antecedentes en hidrología de paleocrecidas .....</b>	<b>3-3</b>
<b>3.3</b>	<b>Análisis de paleoavenidas .....</b>	<b>3-5</b>
3.3.1	Ambientes morfosedimentarios y morfología de los depósitos.....	3-5
3.3.2	Los depósitos de remanso .....	3-11
3.3.3	Dataciones.....	3-15
3.3.4	Prerequisitos para el análisis de SLW .....	3-18
<b>3.4</b>	<b>Influencia de los embalses en el registro de eventos de crecida .....</b>	<b>3-19</b>
3.4.1	Cuenca alta: efectos en el Estrecho de las Hoces.....	3-20
3.4.2	Cuenca baja: efectos en Pulo do Lobo.....	3-23
3.4.3	Implicaciones en la frecuencia de crecidas ordinarias .....	3-32
<b>3.5</b>	<b>Estudio de las paleocrecidas en el área de Pulo do Lobo.....</b>	<b>3-33</b>
3.5.1	Geología y encuadre geográfico .....	3-33
3.5.2	Geomorfología y dinámica fluvial.....	3-34
3.5.3	Los depósitos de remanso ó <i>slackwater deposits</i> (SLW) .....	3-48
3.5.4	Dataciones absolutas .....	3-66
3.5.5	Análisis hidráulico de los depósitos de paleocrecidas .....	3-68
3.5.6	Resultados en la correlación de depósitos y caudales.....	3-79
<b>3.6</b>	<b>Estudio de paleocrecidas en la zona del Estrecho de las Hoces.....</b>	<b>3-95</b>
3.6.1	Encuadre geográfico .....	3-95
3.6.2	Geomorfología y dinámica fluvial.....	3-96
3.6.3	Los depósitos de remanso (SLW).....	3-106
3.6.4	Análisis hidráulico de paleocrecidas .....	3-114
3.6.5	Dataciones absolutas .....	3-120
3.6.6	Resultados en la correlación de depósitos y caudales.....	3-121
<b>3.7</b>	<b>Síntesis de los aspectos más significativos .....</b>	<b>3-134</b>



### 3 Estudio de paleocrecidas en el río Guadiana

#### 3.1 Introducción y justificación de la zona de estudio

La información sobre las inundaciones en la cuenca del río Guadiana tiene un evidente sesgo hacia las épocas más recientes, sobre todo en los últimos 60 años, con el desarrollo de las estaciones de aforo en la cuenca, que se extiende con información más o menos fiable hasta el principio o mediado el siglo XIX. Antes de 1800, los registros de crecidas son excepcionales y muy escasos, representando únicamente a eventos con daños cuantiosos en ciudades y pueblos, sobre todo en la agricultura y ganadería. Esta información histórica va perdiendo calidad hasta llegar al inicio del siglo XVI donde prácticamente desaparecen los registros.

Es en este contexto de ausencia de información donde el estudio de las paleoinundaciones cobra parte de su enorme importancia, pues registran eventos más antiguos probablemente no narrados nunca o citados en archivos que no han sido descubiertos. Además de esta, existen más razones por las que hemos considerado importante realizar un análisis de las inundaciones antiguas, sobre todo para intentar asignar caudales mínimos que dieron lugar a la crecida en eventos de los que solo se tiene constancia de los daños que han producido, sin indicar nada que haga suponer su caudal máximo. Por tanto se han identificado aquellos paleoeventos que se encuentran en periodo histórico y se han modelizado para obtener su caudal.

Para trabajar con los niveles de paleocrecidas en el río Guadiana ha sido imprescindible cumplir una serie de requisitos. En primer lugar ha sido necesario realizar una exhaustiva búsqueda de lugares propicios para la presencia de depósitos de remanso ó *slackwater deposits* (en adelante, SLW). Pero además de éste condicionante era imprescindible, por motivos de modelización hidráulica, que las secciones hayan sido estables para el intervalo de modelización de los SLW; para ello se han buscado depósitos en zonas en las que el río Guadiana atraviesa sustrato rocoso y los depósitos aluviales son insignificantes, y con ello lo son también las variaciones de la sección por encajamiento o sedimentación.

Quedó desechada toda la cuenca alta del río, en parte porque en su mayoría discurre por terrenos aluviales, pero sobre todo por la falta de condiciones hidráulicas para la aparición de SLW. Situamos los primeros depósitos cuando el Guadiana entra en los terrenos cuarcíticos del SW de La Mancha en la provincia de Ciudad Real, lindando con Extremadura. En esta zona se realizó el primero de los levantamientos de campo, que dio sus frutos en las inmediaciones del Estrecho de las Hoces (en adelante EH).

Después de atravesar el embalse de Cíjara, el río Guadiana entra de nuevo en terrenos aluviales muy potentes, las vegas extremeñas, lo que obligó a descartar esta zona, hasta llegar a la frontera con Portugal, donde comienzan los afloramientos metamórficos que continuarán hasta prácticamente su desembocadura. En esta zona se delimitó la segunda área de trabajo, el Pulo do Lobo (en adelante PDL).

Existen otras zonas en las que se han encontrado depósitos, y en las que no se ha trabajado por falta de tiempo y medios, pero que sin duda serán en el futuro un buen complemento para estos trabajos.

### **3.2 Antecedentes en hidrología de paleocreencias**

Uno de los primeros trabajos sobre depósitos dejados por grandes avenidas de tipo catastrófico fueron los de Bretz (1929) en los Scablands o el de Baker (1973) para la rotura del lago Missoula ambos en los EE.UU. Ya concretamente sobre reconstrucción de paleocreencias en base a sedimentos aparece como uno de los primeros trabajos el de Patton *et al.* (1979) en base a depósitos de *slackwater*. El trabajo de Kochel (1980) es de los primeros que abordan una interpretación paleohidrológica. Patton y Dibble (1982) hacen una de las primeras descripciones de una zona con depósitos de paleocreencias, y Ely y Baker (1985) presentan una buena reconstrucción hidrológica a partir de los depósitos de *slackwater*. Otros trabajos clásicos son los de Baker (1987), Kochel y Ritter (1987) o el de Kochel y Baker (1988). Algo más moderno es el trabajo de House y Peartree (1995) desarrollado en Arizona con un buen esquema metodológico. Fuera de Estados Unidos se han desarrollado estudios de paleocreencias en India (Kale *et al.*, 1993), Francia, con el trabajo de Sheffer *et al.* (2003) en el río Ardeche, con búsqueda de cronología en base a espeleotemas; Australia (Baker *et al.*, 1983) y más

recientemente se está ampliando a otros países como Sudáfrica, Mongolia, etc. En España los trabajos pioneros son los de Benito *et al.* (1996b, 1998, 2003a, 2003b y 2003c) en el río Tajo y Martínez Goytre *et al.* (1987) a los que siguen otros trabajos como los de Ortega y Garzón (2003) en el río Guadiana, Rico (2004) en el río Segre, Thorndycraft *et al.* (2005b) en el río Llobregat.

Respecto a la modelización de paleoinundaciones los trabajos más relevantes son los de Jarret (1986), Costa (1987), O'Connor y Webb (1988) y el trabajo de O'Connor (1993).

Un aspecto muy importante en los estudios paleohidrológicos es el análisis sedimentológico de los depósitos. En este sentido uno de los trabajos pioneros más completos es el de Baker (1984) y concretamente relacionando las estructuras sedimentarias y condiciones hidráulicas tenemos los trabajos sobre *climbing ripples* de Allen (1972) y Benito *et al.* (2003b y 2003c) en los depósitos de paleocreencias del río Tajo.

Respecto a las dataciones radiométricas en depósitos de inundaciones antiguas tenemos algunos trabajos referidos al método del  $^{14}\text{C}$ , como los de Blong y Gillespie (1978) sobre errores en la datación, Baker *et al.* (1985) o las tablas de calibración aportadas por los laboratorios BETA (Stuiver *et al.*, 1998). Con otro método empleado, el  $^{137}\text{Cs}$ , tenemos los trabajos de Ritchie *et al.* (1974) y de Popp *et al.* (1988). Unos buenos trabajos de aplicación de estas técnicas de forma específica en los depósitos de paleocreencias son los de Thorndycraft *et al.* (2003, 2004 y 2005a). Y respecto al uso conjunto de  $^{14}\text{C}$  y  $^{137}\text{Cs}$  está el de Ely *et al.* (1992) Algunos trabajos sobre problemas específicos con las dataciones, como el de Seidl *et al.* (1997) o el de Benito *et al.* (2004) sobre técnicas de recogida de datos.

La estimación de frecuencias a partir de información histórica es un aspecto tratado por Benson (1950), Stedinger y Cohn (1986), Francés *et al.* (1994) sobre el uso de datos sistemáticos y no sistemáticos para el cálculo de las frecuencias. Nueva metodología como la desarrollada por Francés (2001) con estimadores de máxima verosimilitud; o la de Ouarda *et al.* (2004) con el programa FRESH.

La relación entre paleoinundaciones y evolución climática es una cuestión abordada por diversos autores entre los que destacan los trabajos de Knox (1985, 1993 y 2000), Webb (1985) también en inundaciones holocenas, en las que se buscan pruebas para demostrar la estabilidad de los depósitos. Otros trabajos de interés son los de House y Hirschboeck (1997) y Ely (1997).

La geomorfología de ríos en roca ha sido una cuestión relativamente reciente en los estudios, pese a ello existen trabajos antiguos como los de Elston (1917) sobre marmitas. Pero en realidad hay que esperar a los brillantes trabajos de investigación de Shepherd y Schumm (1974) para encontrar trabajos detallados sobre el tema, en este caso sobre la evolución del perfil longitudinal; o los de Gardner (1983) en el estudio de *knickpoints*, aspecto en el que también trabajaron Holland y Pickup (1976) y Miller (1991). Un aspecto relevante en estos trabajos es el estudio de saltos de agua. En este sentido encontramos los trabajos de Young (1985), Tinkler *et al.* (1994) ó Bishop y Goldrick (1992) en evolución de cascadas o el de Wohl (1992) para terrazas rocosas. Stein y Julien (1993) investigaron sobre la migración aguas arriba de las zonas de *knick*. En la evolución del perfil longitudinal destaca Wohl (1992); en el mismo sentido está el trabajo de Seidl *et al.* (1994), el de Wohl *et al.* (1994) y los de Wohl (1998 y 1999) sobre los controles de esta erosión.

### **3.3 Análisis de paleoavenidas**

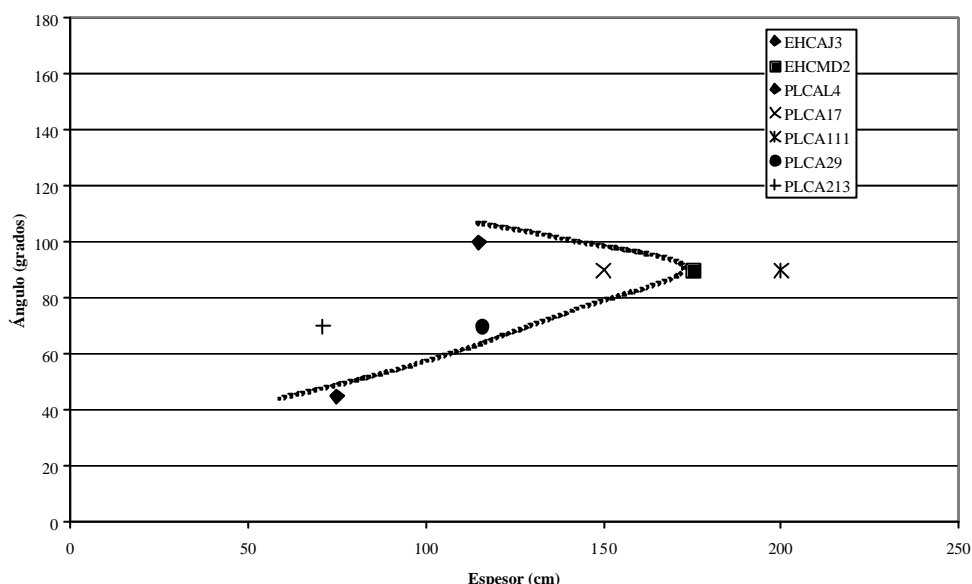
#### **3.3.1 Ambientes morfosedimentarios y morfología de los depósitos**

Varios trabajos, entre los que se encuentran los de Patton *et al.* (1979); Baker (1984 y 1987), Kochel y Ritter (1987), Benito *et al.* (2003b y 2003c) y Rico (2004) señalan como principales ambientes deposicionales para los SLW: (1) las confluencias del río principal con los afluentes, (2) zonas de expansión del valle, (3) zonas de contracción del valle, (4) zonas de desbordamiento, (5) depósitos de sombra por obstáculos en los márgenes, (6) abrigos rocosos, (7) cuevas y (8) zonas altas de los *point bars* en meandros. La mayoría coinciden en ser zonas donde existe una separación del flujo con disminución de la velocidad en algún punto, lo cual favorece el remanso de las aguas y la decantación de los materiales finos que viajan en suspensión o mediante corrientes tractivas de baja energía. En las dos áreas estudiadas únicamente se han encontrado

cuatro medios deposicionales: afluentes, zonas de desbordamiento, expansiones y contracciones.

### *Zonas de afluentes*

Se trata sin duda del medio deposicional más frecuente y que aporta los mayores espesores de depósito en la zona de estudio (Figura 3-1). De los cuatro cortes estudiados en PDL, tres se dan al abrigo de afluentes de diversa entidad, uno de gran tamaño (Arroyo de las Limas) y dos de pequeño tamaño (Arroyos 1 y 2). En la zona de EH, de los dos cortes, uno de ellos se encuentra cercano a un arroyo (Arroyo de Doña Juana) y el otro, aunque no se trata de ese medio deposicional, se ve favorecido por la presencia de un pequeño afluente.

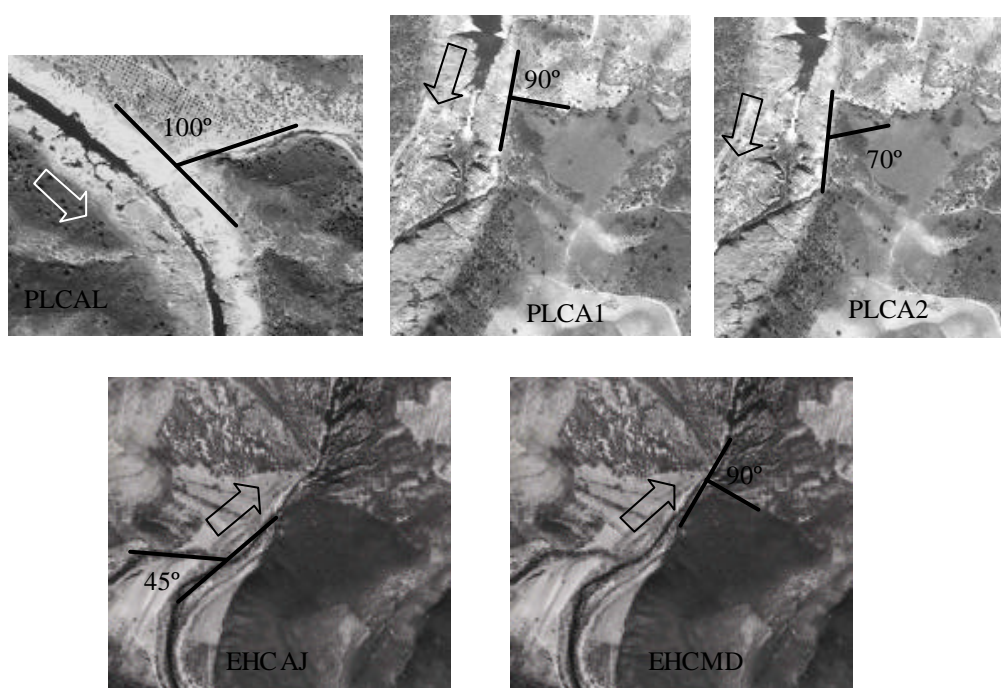


**Figura 3-1. Espesores de los diferentes cortes estudiados en las dos zonas de estudio (EH y PDL) en función del ángulo de entrada del afluente hacia el río Guadiana**

Los SLW en los afluentes se originan por la formación de un remolino de separación del flujo principal (O'Connor, 1993). En estas zonas se deposita sobre todo la fracción en suspensión que lleva la corriente. Según Kochel y Baker (1988) el ángulo con el que el afluente se aproxima al río principal influye en el espesor de los depósitos de SLW. Si el ángulo de unión se aproxima a 90° se produce la entrada de aguas de la crecida y se minimiza la erosión del depósito. Ángulos bajos y altos condicionan también el espesor,

al limitar la entrada de las aguas (ángulo bajo) o favorecer la erosión de depósitos preexistentes (ángulo alto).

En las dos zonas de estudio, de todos los cortes analizados el mayor depósito se encuentra en los afluentes con un ángulo cercano a los 90° (hasta 200 cm de espesor), cuando el ángulo aumenta el espesor disminuye al igual que para los ángulos bajos. Si éstos son menores de 90° el espesor de la columna de SLW baja hasta los 50 cm (Figura 3-2). Las mejores secuencias de depósito las encontramos asociadas a zonas con ángulo de 70-100°, generalmente donde se desarrollan separaciones de flujo y *eddy bars*.



**Figura 3-2. Ángulos de entrada de los afluentes en los que se han encontrado depósitos de SLW. La flecha indica la dirección del flujo**

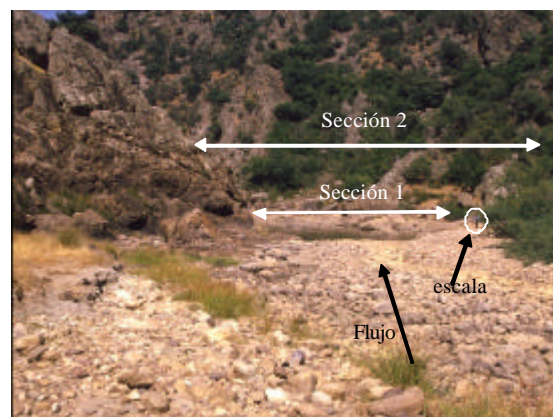
### *Zonas de expansión*

Encontramos este ambiente deposicional en el corte de la estación de aforo de Pulo do Lobo (PLCEA6), donde tras un relieve muy acusado se produce una expansión del valle. En estas zonas se produce una separación del flujo para formar zonas de remolino y recirculación (Rico, 2004) y algunos autores como Kochel (1980) y Kochel y Baker (1988), indican que el proceso de separación se asocia con un descenso de la velocidad y acumulación de depósitos finos. El corte estudiado (Figura 3-3) no representa una expansión perfecta, pues la margen derecha no tiene una constricción semejante a la

margen izquierda. El depósito encontrado tendría su origen en una combinación de causas, expansión y sombra de un obstáculo. Los niveles más bajos presentan materiales con estructuras tractivas (estratificación cruzada) mientras que en los más altos hay ausencia de estructuras de flujo y corresponden a depósito masivo por agradación en zona de remanso, estos últimos son los auténticos niveles que se ajustan mejor con el caudal máximo de la crecida.



**Figura 3-3.** Constricción previa a la estación de aforo de PDL en la margen izquierda, que favorece la presencia de depósitos de SLW por expansión. A continuación se observa una banda de color claro correspondiente a los SLW por desbordamiento



**Figura 3-4.** Geometría de entrada al estrechamiento de la zona del Estrecho de las Hoces (Ciudad Real)

#### *Zonas de contracción*

Se trata de la situación inversa a la anterior. El flujo pasa de tener una sección más amplia a una sección menor, con el consiguiente aumento de velocidad en la zona central de la corriente y decrecimiento brusco en las zonas donde el flujo choca contra el estrechamiento, donde se crean vórtices y remolinos. La transición de la zona ancha a la estrecha ha sido señalada por jugar un importante papel en la recirculación del flujo (Benito, 2003b y Rico, 2004). Fuertes transiciones entre tramos generan recirculación a ambos lados, con corrientes que pueden impedir la formación de sedimentación masiva por remanso y favorecen la presencia de materiales con estructuras tractivas (ripples en general).

El único caso con estrechamiento considerable lo tenemos en la zona del Estrecho de las Hoces, donde existe un cambio brusco, situación que permite la presencia de depósitos debido a que la morfología de la zona de transición cambia para aguas altas, superando el umbral de roca y ampliando la sección (Figura 3-4). Por esta razón los depósitos no presentan estructuras de ningún tipo, aunque pueden haber contribuido a su desaparición la intensa bioturbación, y aparecen con carácter masivo por la agradación rápida.

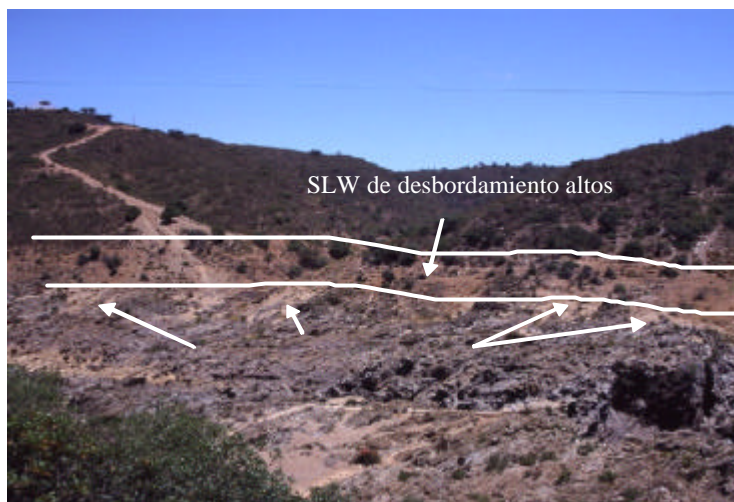
#### *Zonas de desbordamiento*

Son zonas descritas por numerosos autores (Baker, 1984, Benito *et al.* 1998 y House *et al.*, 2002 entre otros) como fruto del desbordamiento sobre la llanura de inundación que alcanza zonas protegidas con condiciones favorables para el depósito. Las terrazas se forman por la acreción vertical de inundaciones sucesivas al desbordar sobre el nivel plano de su superficie. La morfología de los SLW es de tipo bancal aterrazado, con suave caída hacia la llanura. En estas zonas se produce una gradación textural y estructural desde las zonas con mayor energía más bajas en cota, a las zonas con menos energía más altas.

En la zona de Pulo do Lobo se han encontrado depósitos de tipo bancal que ocupan extensas áreas marginales, sobre todo en la orilla izquierda del tramo estudiado (Figura 3-5). En profundidad estos depósitos no son muy potentes, pues se encuentran en una zona muy expuesta a las crecidas y aunque se lleguen a depositar grandes espesores,



luego se erosionan, desapareciendo. Las zonas más favorables para su conservación son los entrantes que crean los afluentes del río Guadiana.



**Figura 3-5.** Situación de los depósitos de desbordamiento de la margen izquierda de Pulo do lobo (PLCA1)



**Figura 3-6.** Depósitos de SLW en un abrigo rocoso en la zona de Pulo do Lobo, aguas abajo del tramo estudiado

#### *Otros tipos deposicionales*

Además de los anteriormente citados, en la literatura se encuentran descritos otros ambientes deposicionales que no han sido encontrados en nuestra zona de trabajo. Estos ambientes son: obstáculos en las márgenes, que solo han sido observados en sedimentos recientes de la crecida de 1997, curvaturas en meandros (Baker, 1984) y cuevas y abrigos rocosos, que al encontrarse en bajo número y poco desarrollo no han permitido

su estudio. Los abrigos rocosos son zonas de baja velocidad de la corriente, causada por una separación del flujo. En este ambiente remansado se produce una decantación rápida de los materiales en suspensión. En la zona de PDL se han encontrado depósitos muy finos, de carácter arcilloso y sin estructuras visibles, con una potencia de 5 cm como máximo y algo de material carbonoso (Figura 3-6). Topográficamente se sitúan por encima del nivel de la crecida de 1997.

### **3.3.2 Los depósitos de remanso**

#### **3.3.2.1 Limitaciones para su estudio**

El mayor de los obstáculos a la hora de trabajar con los depósitos de remanso es su conservación y correlación, puesto que se trata de materiales sueltos depositados de forma rápida y de forma puntual en el tiempo, que suelen degradarse bastante entre inundación e inundación y que siempre se hayan supeditados para su preservación a que no se de otra inundación mayor y con un poder erosivo alto que los destruya.

Por esta razón, los niveles más antiguos que encontramos en una columna de SLW no indican más que un nivel mínimo de las aguas, aunque probablemente alcanzaron más altura. Precisamente el tipo de depósito limita mucho su altura puesto que para que existan necesitan un ambiente más o menos remansado y profundidades de agua no muy elevadas (Patton *et al.*, 1979, Baker, 1987) puesto que de ser mayores cambiaría el ambiente deposicional y encontraríamos texturas mayores o incluso estructuras tractivas de mayor energía. Los trabajos de Benito *et al.* (2003b y 2003c) en el río Tajo, muestran variabilidad en los tamaños y estructuras según sea el ambiente deposicional y la localización topográfica.

Pocos trabajos incorporan valores de la diferencia existente entre el nivel de SLW y el nivel real alcanzado por la crecida. Los trabajos más antiguos indican una infravaloración de los caudales máximos entre un 15-20 % (Ely y Baker, 1985). House y Hirschboeck (1997) dan valores de depósito de dos metros bajo la superficie de agua, y en otro trabajo House y Pearthree (1995) señalan diferencias medias de 1 m para las inundaciones en Bronco Creek. El paleonivel que aporta un depósito erosionado se aproxima bastante a lo que en su día fue la cota máxima, puesto que en la literatura se han encontrado espesores máximos para un mismo evento de 1,5 m (Kochel, 1980).

Si se acepta esto, en nuestro caso podemos considerar que además de los problemas hidráulicos inherentes a la formación del propio depósito, algunos niveles de SLW se han erosionado a techo por eventos posteriores y por tanto marcarán un nivel mínimo de la crecida. La cuantía de la erosión producida es difícil de evaluar, pero se puede establecer dentro de los márgenes máximos de 1,5 m de espesor total y por tanto sumarle la diferencia al espesor encontrado, esto nos dará un caudal máximo en base a los datos aportados por la literatura (por ejemplo un SLW erosionado con 30 cm de espesor podría alcanzar un valor máximo de 1,2 m sobre el actual).

Otro problema en cuanto a su preservación es la frecuencia con que la vegetación coloniza estas áreas, que suelen formar replanos muy propicios para las plantas. Éstas producen bioturbación muy eficaz, no tanto para destruir el depósito, pero sí para borrar toda posible información en su interior (Kochel y Baker, 1988). Por ello las zonas con mayor potencial de preservación han sido descritas para ambientes semidesérticos como Arizona y Texas en Estados Unidos (Kochel, 1980, House y Peartree, 1995) o el desierto de Negev en Israel (Greenbaum *et al.*, 1998). En ambientes templados húmedos, los depósitos sufren una bioturbación muy grande, que se muestra en intensa alteración y destrucción de las estructuras. Esto dificultará la distinción entre posibles eventos intercalados (límites entre estratos), estructuras e incluso dificulta la datación al incluir materia orgánica posterior al evento.

Para la zona de Pulo do Lobo la alteración de los depósitos es mayor cuanto más antiguo es, pudiéndose observar estructuras únicamente en los depósitos bajos procedentes de las inundaciones recientes, sobre todo la de enero de 1997. En la zona del Estrecho de las Hoces la bioturbación es muy intensa y no ha sido posible más que diferenciar entre distintos niveles.

### **3.3.2.2 Tipos de depósitos**

Tradicionalmente ha existido una confusión sobre el origen de estos depósitos, pues agrupan a materiales muy finos cuya formación desde un punto de vista hidrodinámico puede ser muy diferente (O'Connor, 1993). En este sentido Benito *et al.* (2003b) establece formalmente la división entre depósitos generados a partir de la fracción de

lavado (*washload*) que da lugar a *Slackwater Deposits sensu stricto* y la fracción en suspensión que da lugar a depósitos de remolino (*eddy deposits*).

El presente trabajo no tiene como objetivo primordial realizar un análisis sedimentológico sino establecer la magnitud de las paleocrecidas en la zona alta del Guadiana, y por esta razón se empleará *Slackwater Deposits* en sentido amplio (SLW), si bien se han detallado los ambientes deposicionales en los que se encuentran y pueden asociarse a ellos para posibles trabajos futuros.

La única diferencia se ha establecido para los niveles bajos de SLW, que encontramos en los cortes de Pulo do Lobo (PLCEA, PLCA1 y PLCA2). Estos niveles bajos corresponden a crecidas de menor magnitud, la mayoría posiblemente causados en 1997, aunque algunos de ellos tienen aspecto de ser más antiguos, probablemente de crecidas situadas después de la gran crecida de 1947, pues no han sido erosionados.

### 3.3.2.3 *Sedimentología de los SLW*

Como ya se ha comentado en el apartado de problemática y tipología, los depósitos de SLW son materiales con una amplia gama de texturas, predominando los finos, puesto que el medio deposicional en el que se encuentran es de tipo remansado y de baja velocidad según Benito *et al.* (2003b), con velocidades inferiores a 1 m/s. Los controles del tamaño de grano son: litología de la cuenca, régimen del río, competencia del flujo, distancia al flujo principal en afluentes, altura de los SLW más antiguos e incluso las características del propio hidrograma.

La variabilidad de microambientes hace que éste sea un aspecto controvertido, puesto que dentro de un tramo localizado el flujo puede cambiar mucho de velocidad y de potencia fluvial, capaz de ser absorbida en el transporte o en la sedimentación. Según Kochel y Baker (1988) los espesores son variables, y dependen de muchas situaciones que pueden hacerlo variar como: pico y duración de la crecida, ángulo de unión de los afluentes, área de la sección transversal del afluente, pendiente del río principal y afluente, altura del lugar de depósito sobre el canal, sincronismo entre la crecida del río principal y afluente, entre otras.

Los criterios para diferenciar unos niveles de otros son según Baker (1987), Baker y Kochel (1988) y Sheffer *et al.* (2003): recubrimientos de arcilla, limo o materia orgánica, paleosuelos enterrados, capas orgánicas, aluviones de afluentes o coluviones de las laderas, cambios abruptos en la variación del tamaño de grano, grietas de desecación, cambios en la coloración, endurecimientos, y espeleotemas. En ambas áreas se han encontrado suficientes criterios para reconocer unidades individuales, siendo los que más hemos empleado, presencia de coluviones, cambios bruscos de textura, materia orgánica y recubrimientos de arcillas.

A veces se organizan en dobletes de fracción gruesa-fina (arena-limo) que suponen un solo pulso en zonas de remanso; por esta razón no suelen presentar estructuras sedimentarias, o bien tener laminación paralela (Kochel y Baker, 1988). Cuando no existe estratificación se supone una rápida descarga del material asociada con una disminución brusca de la velocidad con resultado de agradación que inhibe la presencia de estructuras. En ocasiones, una bioturbación intensa puede llegar a ofrecer un depósito sin estructuras; esto también ha sido constatado en las dos zonas estudiadas, donde se encuentran frecuentemente raíces de plantas y árboles y tubos de anélidos y artrópodos, además de emplearse con frecuencia los depósitos como lugar de anidación de los abejarucos. Benito *et al.* (2003b) proponen varios tipos de estructuras sedimentarias presentes, como estratificación cruzada planar y ripples escalantes, a veces aparece laminación de tipo *herringbone*, por actuación de corrientes de flujo distintas, flujo normal y flujo aguas arriba, muy frecuentes en zonas con remolino.

Las secuencias descritas en la literatura se proponen inicialmente como granodecrecientes si bien explican la posibilidad de que se den aumentos de energía por superación de umbrales y se puedan alcanzar secuencias granocrecientes, según citan Benito *et al.* (2003b) y Rico (2004). Otras estructuras a veces presentes son deformaciones débiles del sedimento (escape de fluidos, *slumps*), que se forman por el incremento en la presión de los poros durante la carga de la capa basal por aguas muy cargadas en limos. En la zona de estudio han sido observadas únicamente en un corte perteneciente a un SLW bajo.

### 3.3.3 Dataciones

Para situar temporalmente las paleocrecidas se han datado aquellos depósitos que pudieran aportar información, bien por tratarse de niveles muy altos de crecida, bien por situarse estratigráficamente en niveles muy antiguos. No se han podido datar todos los niveles encontrados debido a la ausencia de material datable. Los métodos de datación empleados, son en primer lugar la datación relativa, mediante un levantamiento de secciones en cada corte donde se ha procedido a establecer la columna estratigráfica. De la posición de los depósitos en dicha columna se deriva la datación relativa, determinando cuales son más antiguos y más modernos.

En segundo lugar empleamos las técnicas de datación absoluta, que son inicialmente  $^{137}\text{Cs}$ , para los primeros niveles de cada sección, y después  $^{14}\text{C}$  aplicado a las secciones de mayor interés, una vez comprobado que el cesio ofrece edades anteriores al umbral de datación (por explosiones nucleares, sobre todo a partir de 1952) según citan Ely *et al.* (1992). En algunas muestras dudosas se han realizado los dos análisis.

#### 3.3.3.1 Datación por Cesio 137

El cesio es un radioisótopo empleado comúnmente para datar depósitos modernos de lagos (Ritchie *et al.*, 1974) y sedimentos de llanura de inundación, meandros abandonados (Popp *et al.*, 1988). Recientemente ha sido aplicado por algunos especialistas para datar paleocrecidas (Ely *et al.*, 1992, Thorndycraft *et al.*, 2003 y 2005a). La introducción de cesio en la estratosfera comenzó a partir de las primeras explosiones termonucleares. A comienzos de los años 50 del siglo XX se produce la acumulación en la superficie de la tierra (Ely *et al.*, 1992), sobre todo en los depósitos sedimentarios y suelos. La acumulación se realiza en sedimentos de tamaño fino, de tipo arcilloso, que adsorben el cesio. Debido a esta particularidad, los depósitos de remanso (SLW) son buenos para la medición de cesio gracias a su elevada proporción de material arcilloso.

La datación por  $^{137}\text{Cs}$  se ha realizado en los laboratorios de GEOCISA, en Madrid, a partir de muestras de 100g de sedimento recogidas en los niveles seleccionados. El límite inferior de detección (LID) se ha obtenido según el método de Currie. Valores por debajo de este límite indican que la muestra no presenta una alta actividad de  $^{137}\text{Cs}$ ,

si bien ésta puede existir. En las tablas se ha expresado los resultados con un valor inferior al LID como 0. El error asociado a las medidas de los dosímetros es como máximo de un 10%.

Algunos autores han señalado la posible contaminación de los depósitos previos por las lluvias posteriores a 1950 (Thorndycraft *et al.*, 2003). Para ello proponen la datación de depósitos situados en cuevas protegidas. Por esta razón no hemos empleado los resultados para obtener una datación absoluta, únicamente para ver si son anteriores o posteriores a 1955 y siempre supeditados al resultado del C-14.

### 3.3.3.2 Datación por Carbono 14

El carbono 14 es la técnica más comúnmente empleada para dataciones Holocenas en depósitos aluviales. Según Ely *et al.* (1992) las muestras anteriores a 1950 suelen tener su mejor resolución en  $\pm 50$  años. Al igual que con el cesio, las explosiones nucleares de los años 50 del siglo XX incrementaron notablemente la actividad del  $^{14}\text{C}$  en la troposfera, lo que permite realizar buenas dataciones a partir de esa fecha. En los trabajos paleohidrológicos el  $^{14}\text{C}$  es la datación más empleada (Baker *et al.*, 1985).

En este tipo de dataciones es muy importante el tipo de material recogido. En este caso se trata de carbón orgánico (*charcoal*) procedente de transformación de los vegetales arrastrados por la crecida. Este material en ocasiones puede estar removilizado de crecidas anteriores y ofrecer edades más antiguas (Blong y Gillespie, 1978). Otro problema es la contaminación posterior por raíces, que daría edades más modernas. El  $^{14}\text{C}$  producido en la atmósfera se oxida en  $\text{CO}_2$  y se mezcla en el ciclo del carbono. Las plantas absorben el  $\text{CO}_2$  atmosférico y consumen el carbono en la fotosíntesis; mientras la planta está viva el isótopo está en equilibrio con la atmósfera y cuando muere se rompe el equilibrio, comenzando a decaer a  $^{14}\text{N}$  con una vida media de 5730 años. Para una muestra con un nivel inicial de actividad del  $^{14}\text{C}$  ( $A_0$ ), y un nivel actual de actividad ( $A$ ), se puede conocer su edad ( $t$ ) a partir de la relación:  $A = A_0 e^{-\lambda t}$ .

Existen dos sistemas de medida: el sistema convencional y el AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*).

#### *Sistema convencional*

El primer sistema mide la actividad remanente de  $^{14}\text{C}$  en una muestra y la compara con el valor atmosférico, asumiendo que este nivel no ha cambiado. Este sistema emplea únicamente un pequeño número de átomos que decaen durante el experimento, y precisa de muestras de gran tamaño (y gran contenido en carbón vegetal), superiores a 2-4 gramos, pero con un nivel recomendado por el laboratorio de 15-30 g. Frecuentemente los depósitos analizados suelen tener escasez de este material, por lo que siempre que no ha sido posible extraer un mínimo de materia orgánica hemos empleado el sistema AMS.

#### *Sistema AMS*

Es el sistema que mejor se ajusta a los depósitos de SLW, puesto que la escasez de carbón vegetal en los depósitos limita mucho el umbral normal para su datación. El método de la espectrometría por acelerador de masas emplea cada átomo de la muestra permitiendo pequeños tamaños, superiores a 3-5 mg, aunque el laboratorio recomienda un mínimo de 20-50 mg. La calibración de los resultados se aplica para convertir los resultados BP (*before present*), considerado en la fecha de 1950, en años BC/AD (*Before Christ / After Dead*) del calendario (*calendar years*). La diferencia entre las dos se debe a las fluctuaciones de las radiaciones cósmicas y pruebas nucleares y ha sido ajustada por Stuiver *et al.* (1998). Esta calibración ha sido efectuada mediante anillos de secuoya y otros árboles para los primeros 12.000 BP y mediante corales hasta los 20.000 BP.

Los resultados que se ofrecen (Figura 3-7) son dos intervalos: uno en color negro con probabilidad al 68% y otro en color blanco con probabilidad al 95%. Las muestras han sido analizadas en los laboratorios de BETA Analytic Inc. y en Miami (Florida, USA).

Antes de enviar las muestras se ha seleccionado el carbón que contienen, para ello se han almacenado en contenedores de plástico en un lugar fresco y aislado de la luz después de su recogida. Posteriormente se han lavado sumergiendo la muestra en agua y poniendo en flotación la materia orgánica, que es recogida a lo largo de varias sesiones de lavado por muestra y tamizada mediante una malla. Una vez que se ha recogido, el



carbón vegetal se separa de las raíces y se procede a su secado en estufa durante un día entero.

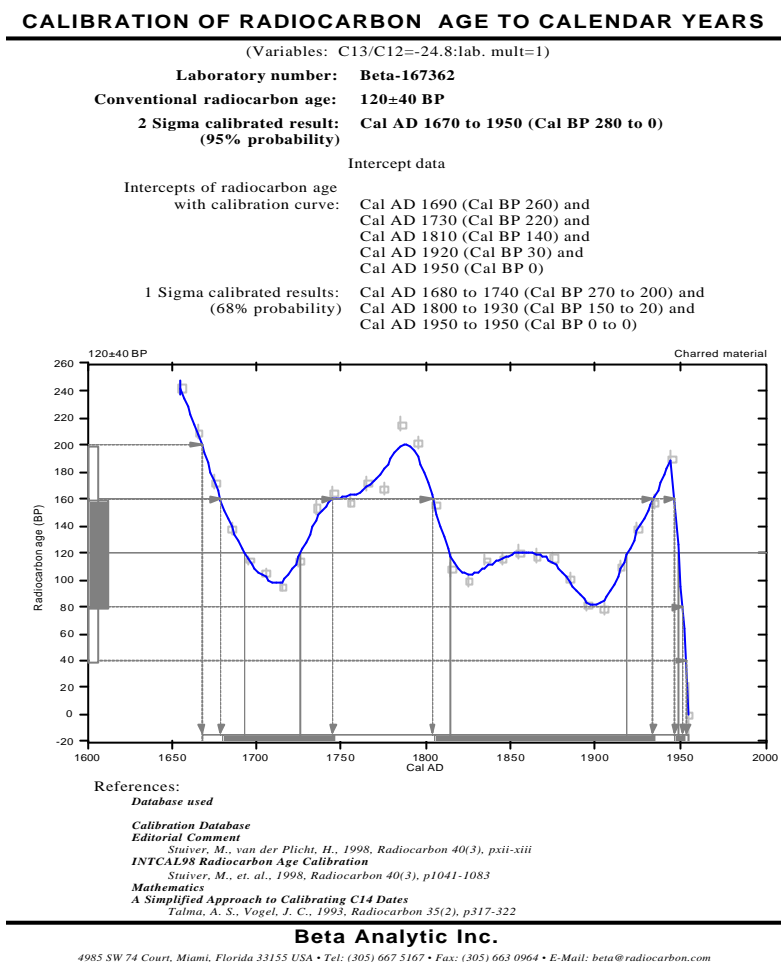


Figura 3-7. Resultado de una datación en la cuenca alta (Estrecho de las Hoces)

### 3.3.4 Prerequisitos para el análisis de SLW

Para la reconstrucción de las paleoavenidas a partir de los niveles de SLW, algunos autores establecen que han de asumirse los siguientes prerequisites (Patton *et al.*, 1979, Ely y Baker, 1985):

1. el canal inundable ha de estar sobre roca estable
2. agradación/encajamiento: no existe agradación ni encajamiento en la zona estudiada y si existe éste debe tener tasas muy bajas con el objeto de preservar la sección lo más parecida posible a la original

3. estabilidad del canal: Durante el episodio de inundación no existe erosión ni relleno de importancia. Estos procesos suelen ser mínimos a lo largo de lechos de naturaleza rocosa, de aquí la elección de las dos zonas estudiadas
4. aproximación de la altura de los depósitos al pico de la crecida: La parte alta del SLW corresponde a la parte alta del nivel de las aguas durante la inundación. Lo más probable es que el nivel haya sido más alto que la parte más alta del depósito. Estos depósitos indican entonces un nivel mínimo de las aguas de ese evento
5. los sedimentos de SLW empleados representan el actual régimen hidrológico del río. Deben buscarse pruebas de que los depósitos proceden del pasado más reciente

El método al calcular un caudal asignado a una altura mínima de las aguas subestima los valores finales. Para minimizar este error algunos autores, como Baker (1987), proponen estimar las diferencias con una avenida conocida y proponer un factor corrector, tal y como se ha empleado en apartados anteriores de la presente tesis. Los valores calculados para este error suponen, según el autor, una infravaloración que oscila entre el 10 y el 20 % del volumen total.

### **3.4 Influencia de los embalses en el registro de eventos de crecida**

La regulación tiene un efecto inmediato en las crecidas de bajo periodo de retorno y alta frecuencia. El efecto puede estudiarse con detenimiento mediante el cálculo del periodo de retorno real (repetición de un evento que supere un determinado límite en el tiempo) en una estación de aforo con datos continuos de caudales máximos instantáneos. Las dos zonas de estudio se encuentran muy distantes entre si y con situaciones de regulación muy diferentes. La primera, el Estrecho de las Hoces, se encuentra aguas arriba de los grandes embalses y por tanto libre de su efecto, mientras que la segunda, Pulo do Lobo, se encuentra al final de la cuenca, cerca de la desembocadura y muy ligada en su comportamiento a la construcción de las grandes obras de regulación. La estación de Pulo do Lobo constituye un buen ejemplo, pues se encuentra aguas abajo y muy afectada por toda la regulación aguas arriba. Existen una serie de periodos con

distinta capacidad de regulación en la cuenca y que nos van a marcar cambios en las frecuencias (Tablas 3-1 y 3-2). En el caso de PDL se ha analizado la frecuencia de crecidas que superen el umbral de 2.456 m<sup>3</sup>/s (media de los caudales máximos instantáneos en el periodo 1947-2004).

La frecuencia media (F) se ha estimado como el número de crecidas que superen el umbral (21), dividido por el número de años de registro (58):  $F = \frac{21}{58}$ ;  $T \approx 2,77$

Este dato podría ser considerado como el periodo de retorno medio o caudal que supera el canal ordinario ( $Q_{ci} = 2.456 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Los cambios en la regulación dentro de los periodos mencionados muestran una desigual distribución de estos eventos de superación marcada por la construcción de grandes embalses por esta razón hemos obtenido cuales son los valores de frecuencia en cada periodo de regulación.

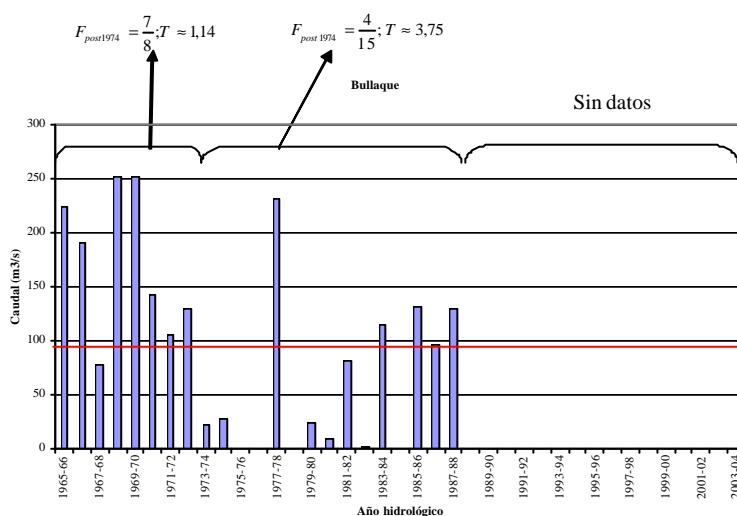
### 3.4.1 Cuenca alta: efectos en el Estrecho de las Hoces

La cuenca alta a su entrada en el Estrecho de las Hoces tiene una extensión de unos 11.000 km<sup>2</sup> computables para avenidas (Hernández Pacheco, 1958), puesto que la parte alta Manchega no presenta conectividad con el tramo medio al predominar la infiltración y laminación de las crecidas en los humedales manchegos. Queda reducida la superficie de aporte a las cuencas de los ríos Jabalón, Bullaque y Tirteafuera, fundamentalmente. A esta característica de tipo físico se le suma el problema de la cantidad (falta de estaciones) y la calidad de los datos de aforo, muchas veces inexistentes y la mayoría de las veces sin registros de caudales máximos instantáneos ( $Q_{ci}$ ) que impiden establecer relaciones fiables sobre la influencia de los embalses superiores en las crecidas del Estrecho de las Hoces. Los embalses construidos aguas arriba son: Peñarroya (48 hm<sup>3</sup>), El Vicario (7 hm<sup>3</sup>), Torre de Abraham (60 hm<sup>3</sup>) y Puente Navarro (sin datos). De todos ellos el único que resta efectividad a las crecidas es Torre de Abraham en el río Bullaque, puesto que los embalses de Puente Navarro y Peñarroya tienen las tablas de Daimiel aguas abajo que ejercen una mayor laminación que los propios embalses y minimizan su efecto en las crecidas. Idéntica situación ocurre con el Vicario y Gasset y las tablas de Alarcón.

El único cambio posible en el comportamiento de las crecidas puede ocurrir a partir de 1974, año de construcción del embalse del Bullaque. Para ver la influencia de los embalses en las crecidas se han comparado la frecuencia de superación del caudal máximo instantáneo medio anual (la media de los caudales máximos instantáneos del año), antes y después de la construcción de embalses de importancia.

Periodo	Embalse	Fecha
<1959	Sin interés	-
1959-1972	Peñarroya	1959
1973-1986	El Vicario	1973
	Torre de Abraham	1974
>1986	Puente Navarro	1986

**Tabla 3-1. Embalses que regulan el río Guadiana en su tramo alto, época de construcción y periodo en que afectarían con cambios importantes para el río**



**Figura 3-8. Frecuencias en los caudales máximos anuales (Qc) para los distintos periodos de regulación (pre y post 1974) en la cuenca vertiente en la estación de Puente Luciana en el río Bullaque. La línea roja indica el valor medio (realizado a partir de datos de la CHG)**

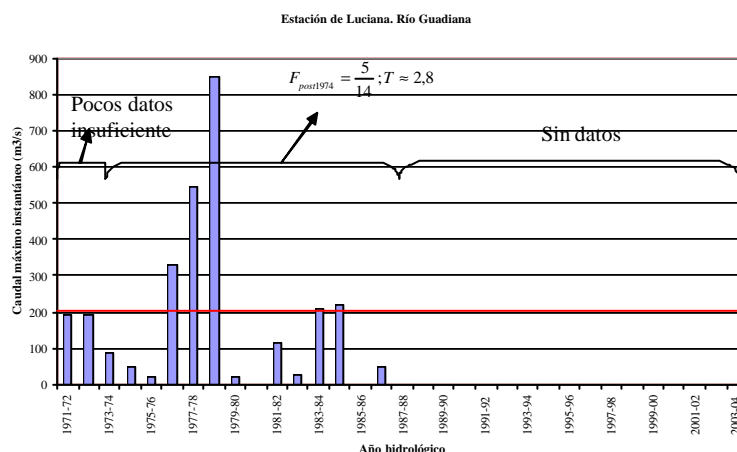
Como puede observarse en las figuras 3-8 y 3-9 hay una cierta tendencia al incremento del periodo de retorno en el Bullaque, con valores altos de 3,75 años. Esto indica que las avenidas que superan la media son cada vez más escasas en el tiempo, o bien que los

periodos hidrológicos son distintos, situación que no se ha citado en la literatura, puesto que el último periodo comprende varias sequías y épocas húmedas. En el río Guadiana no puede observarse un cambio, puesto que la serie previa a 1974 tiene únicamente dos valores y es claramente insuficiente. Los resultados para el periodo de regulación son algo elevados (2,8 años), aunque menores que el río Bullaque. En ambas estaciones existe una laguna importantísima correspondiente a los últimos años, que no se han registrado por pérdida de operatividad de las estaciones de aforo.

En base a los datos foronómicos se han señalado los momentos potenciales de cambio en la dinámica de las avenidas por construcción de embalses en el río Bullaque. A continuación se evaluará este cambio en las crecidas históricas comparando eventos anteriores y posteriores a las fechas de regulación.

#### Comportamiento pre-1974

De todos estos periodos, la crecida de 1952 muestra un comportamiento natural del río, con un aumento de los caudales en toda la parte alta y crecida el mismo día para el Azuer y Guadiana en Villanueva. En febrero de 1963, ya regulado por el embalse de Peñarroya, el comportamiento es similar, con crecida el día 17 en el Azuer y en Villanueva. No parece influir demasiado este embalse en la rápida transmisión de la avenida. Idéntica situación ocurre en febrero de 1966.



**Figura 3-9. Frecuencias en los caudales máximos instantáneos (Qci) para los distintos periodos con regulación de la cuenca vertiente en la estación de Luciana en el río Guadiana. La línea roja indica el valor medio (realizado a partir de datos de la CHG)**

#### *Comportamiento post-1974*

La crecida de enero de 1979 en Luciana llegó a registrar un caudal de 848 m<sup>3</sup>/s (28-01), y en Valbuena, aguas abajo, el caudal fue de 192 m<sup>3</sup>/s el día 29 de enero. En Mérida, los efectos quedaron muy retardados, y la llegada de la punta, cercana a los 5.000 m<sup>3</sup>/s ocurrió el 13 de febrero, quince días más tarde. La crecida de enero de 1997 se registró el día 9-01 en El Azud (Badajoz) con 1.271 m<sup>3</sup>/s y el mismo día en Luciana, aguas arriba con un valor de 699,3 m<sup>3</sup>/s. Fue, por tanto, una crecida de rápido desarrollo, que alcanzó el mismo día la cuenca media-alta y la cuenca baja, en la que se ve el efecto de los embalses, puesto que se pasa de unos 700 m<sup>3</sup>/s en una zona con 11.000 km<sup>2</sup> de cuenca, a tan solo 1.300 m<sup>3</sup>/s, en una zona que drena unos 50.000 km<sup>2</sup>. La situación respecto a la crecida de 1979 fue muy distinta debido fundamentalmente a la gestión de los embalses y entre otras, a la construcción de la Serena que regula la gran cuenca del río Zújar, a partir de 1986.

Como conclusión más relevante de este análisis podemos indicar que el efecto de los embalses en las crecidas superiores al caudal máximo instantáneo empieza a notarse en la cuenca alta a partir del segundo periodo de regulación (post 1974), las crecidas reseñadas tienen una transmisión de la onda de avenida rápida, sin apenas laminarse en el tiempo las puntas. La situación a partir de 1974 cambia, si bien algunos eventos más intensos permiten una transmisión rápida, la mayoría de los eventos que superan el caudal máximo instantáneo medio son retenidos en los embalses.

#### **3.4.2 Cuenca baja: efectos en Pulo do Lobo**

La irregularidad en los caudales de crecida del río Guadiana en su tramo bajo presenta cuatro periodos importantes, el primero de ellos, previo a los años 1956-62, con régimen natural en las crecidas. El segundo de ellos, entre 1962 y 1986, en el que el río Guadiana fue regulado por los embalses de Cíjara (1956), Orellana (1961) y García Sola (1962). El tercer periodo entre 1986 y 2002 debido a que el río Zújar fue regulado mediante la presa de La Serena (1986) y el Matachel mediante el embalse de Alange (1986). Por último, el cuarto periodo, a partir de 2002, debido a la construcción reciente del embalse de Alqueva (2003), que termina por regular la cuenca aún más.

Algunos efectos de la construcción de embalses han sido señalados por del Río *et al.* (2002), que indican un aumento de la erosión costera en el Golfo de Cádiz, con un retraimiento al principio lento en los años setenta del siglo XX, pero progresivamente acelerado en los ochenta. La relación entre ambos puede deberse a la combinación de dos situaciones; por un lado la falta de carga sólida por retención en los embalses, y por otro un periodo húmedo en la década de los sesenta, donde el río Guadiana tuvo gran cantidad de crecidas que superaron el caudal máximo instantáneo medio.

Periodo	Embalse	Fecha
<1962	escasos	-
1962-1986	Cíjara	1956
	Orellana	1961
	García Sola	1962
	Caia	1967
1986-2002	Serena	1986
	Alange	1986
>2002	Alqueva	2002

**Tabla 3-2. Embalses que regulan el río Guadiana en su tramo medio y bajo, época de construcción y periodo en que afectarían con cambios importantes para el río**

#### *Periodo pre-regulación*

El funcionamiento natural del río Guadiana en crecida se muestra en los hidrogramas registrados en algunas crecidas importantes previas a 1962, como por ejemplo en 1958, cuando en Pulo do Lobo hubo una crecida de 5.821 m<sup>3</sup>/s el día 22 de diciembre. En Mourao ocurrió un día antes, al igual que en Badajoz (día 21), y en los afluentes, como el Ardila, tres días antes. Esta situación es la previsible dentro de un funcionamiento normal, puesto que más abajo la punta se produce con un cierto retardo en el tiempo por laminación y al mismo tiempo los volúmenes de agua son mayores aguas abajo al recoger los caudales de afluentes de entidad. Esto se registra en las crecidas de: Mar-

1947, Feb-1948, Mar-1951, Mar-1952 y Dic-1955. Dentro de este periodo estarían también las principales crecidas históricas no aforadas: 1876, 1766, 1823, 1758, 1603, entre otras.

#### *Periodo 1962-1986*

Ya posteriormente a la regulación, el funcionamiento del río muestra algunos cambios: la diferencia entre los caudales punta en España y Portugal es mayor, pues se reduce significativamente por laminación en las grandes presas. En territorio portugués, los afluentes no regulados aportan grandes volúmenes que hacen crecer el río antes de la bajada de los caudales por laminación. Esto puede observarse en la importante crecida de febrero de 1963, donde la diferencia temporal es negativa, es decir, la punta en Pulo do Lobo ( $6.488 \text{ m}^3/\text{s}$ ) se produce al mismo tiempo que en Mourao ( $5.585 \text{ m}^3/\text{s}$ ), el día 16 de febrero, y un día antes de las puntas en Badajoz ( $2.140 \text{ m}^3/\text{s}$ ), Villanueva ( $2.910 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y Benavides ( $2.150 \text{ m}^3/\text{s}$ ), todas el día 17 de febrero. El efecto de la regulación es patente, la punta se reduce en Pulo do Lobo y se adelanta y la diferencia entre las puntas de Badajoz y Pulo se acrecienta (diferencial de  $4.344 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Idéntica situación en la crecida de febrero de 1964, con la punta adelantada en el tramo bajo de la cuenca (día 26-02 en Pulo y 27-02 en Badajoz).

La siguiente crecida en importancia en época reciente es la de enero de 1970. Esta es una crecida generalizada en toda la cuenca, con valores altos desde Orellana hasta la desembocadura. Los resultados de nuevo son el adelantamiento de la punta un día ( $5.898 \text{ m}^3/\text{s}$  el día 12-01) en Pulo do Lobo, en Mourao la punta es más alta ( $6.111 \text{ m}^3/\text{s}$  el día 13-01) y en Badajoz ( $5.180 \text{ m}^3/\text{s}$ ), García Sola ( $1.631 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y Orellana ( $1.495 \text{ m}^3/\text{s}$ ) el día 13 de enero. Nuevamente una laminación elevada y con retraso de un día en la punta.

Otra avenida relevante en este periodo es la de febrero de 1979, con una gran dispersión de puntas. En la cuenca baja, Pulo do Lobo ( $5.204 \text{ m}^3/\text{s}$  el día 11-02) la punta se produce 3 días antes que aguas arriba en la frontera ( $5.452 \text{ m}^3/\text{s}$  el día 14-02) y de nuevo los caudales decrecen. En España, las estaciones también tienen la punta más tarde, el día 12-02 en Orellana, 13-02 en Villanueva, Mérida y Benavides, en todas ellas retenida por los embalses puesto que la crecida se originó el 28 de enero ( $848 \text{ m}^3/\text{s}$  en Luciana).



La punta temprana de Pulo de nuevo ha de explicarse por la llegada de los afluentes: Dégebe (1.309 m<sup>3</sup>/s el día 10-02) y Gévora (11-02).

#### *Periodo 1986-2002*

El régimen de crecidas del río está profundamente alterado en el tramo español de la cuenca. Se regulan los caudales de la cuenca media y alta, y además los grandes afluentes que drenan una superficie importante y que permitían que el río tuviese crecidas altas, quedan regulados por los embalses de la Serena en el Zújar, y Alange en el Matachel. Dentro de este periodo, las únicas crecidas reseñables son la de diciembre de 1989 y la de noviembre de 1997. La crecida de diciembre de 1989 muestra un crecimiento normal en el tiempo. El caudal máximo en los afluentes en Portugal se produce un día antes en el Dégebe y coincide en el Ardila con la punta del Guadiana en Pulo do Lobo. En Mourao llega un día antes (16-12).

La crecida de noviembre de 1997 tiene su punta en Badajoz el 6 de noviembre de 1997, con un caudal relativamente bajo, apenas 4.100 m<sup>3</sup>/s, debido a la laminación en cabecera y que aguas arriba las lluvias fueron más débiles (Rodrigues *et al.*, 1998, Rodrigues, 2002). Esta se atenúa hasta llegar a Mourao (3.500 m<sup>3</sup>/s) y por último crece espectacularmente hasta los 7.210 m<sup>3</sup>/s al llegar a Pulo do Lobo por la llegada de caudal de los afluentes en el tramo portugués (SNIHR, 1999); Caia, Gévora, Dégebe, Cobres, Ardila y Ribeira de las Limas se encargan de aumentar la punta en casi 4.000 m<sup>3</sup>/s para un segmento de la cuenca muy pequeño. Dicha punta se produce el mismo día que en Badajoz. En algún afluente importante, como el Dégebe en Amieira, se registran caudales de 1.357 m<sup>3</sup>/s en enero de 1997, y 1.378 m<sup>3</sup>/s el 6 de noviembre de 1997, caudales muy altos en el mismo año, que constituyen el segundo y cuarto valor más alto en la serie, a la altura incluso de la crecida de marzo de 1947.

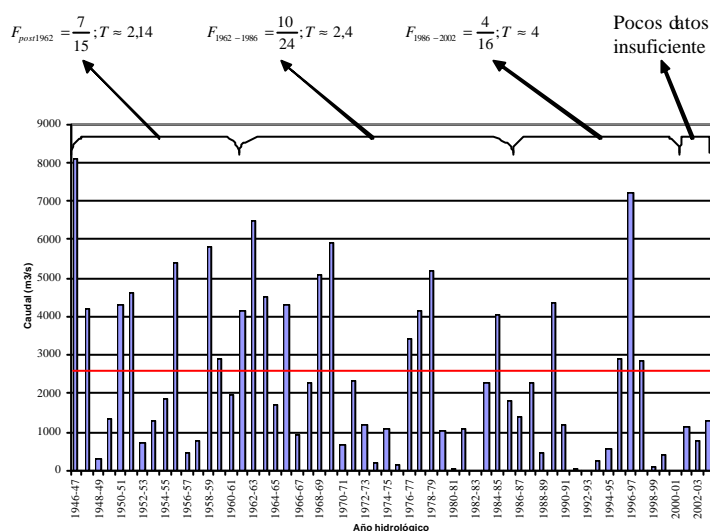
#### *Periodo post-2002*

Posteriormente a la conclusión del embalse de Alqueva la cuenca del río Guadiana (68.000 Km<sup>2</sup>), queda con una regulación del 84%, dejando libre una superficie de 11.000 Km<sup>2</sup> (16%) localizada en el tramo bajo en Portugal. A efectos directos sobre las crecidas, los hidrogramas se atenuarán, disminuyendo la punta y retrasando los caudales

de la cuenca media y alta, mientras que comparativamente la cuenca baja aportará su punta más rápidamente en la zona de estudio.

En este sentido, la única crecida reseñada digna de mención en este intervalo es la del río Ardila en febrero de 2004. Los trabajos de Rodrigues *et al.* (2004), muestran que los caudales registrados en Pulo do Lobo, con dos picos de crecida correspondientes a la llegada de los caudales del río Cobres (24-02) y Ardila (25-02), dejando un caudal máximo de 1.267 m<sup>3</sup>/s. En la estación de Monte da Vinha, situada aguas arriba cerca de la frontera, la punta de nuevo se retrasa frente a la parte baja (26-02) y los caudales fueron más bajos (1.067 m<sup>3</sup>/s). Hay que señalar la importancia que tiene la construcción de Alqueva en la regulación de otro gran afluente, el Dégebe, que con el nuevo embalse pierde importancia en las crecidas en la cuenca baja.

Las lluvias que fueron generales para toda la cuenca media-baja, no suponen tras la nueva situación de regulación, una amenaza en forma de crecidas naturales. Si bien esta crecida ha sido estimada por Rodrigues *et al.* (2004) con un periodo de retorno bajo, de 10-15 años.



**Figura 3-10. Frecuencias de los caudales máximos instantáneos en los distintos periodos con modificaciones en la regulación de la cuenca (estación de Pulo do Lobo). La línea roja indica el valor medio (realizado a partir de datos del SNIHR)**

La frecuencia media de caudales que superen el Qci en PDL es de 2,7 años, pero si analizamos la frecuencia en cada uno de los periodos de distinta regulación de la cuenca observamos que, para el primero de los periodos, anterior a la gran regulación de la cuenca, la frecuencia media es de 2,14 (Figura 3-10). En el segundo periodo de gran regulación baja la frecuencia de las crecidas que superan el *bankfull* (con 2,4), mientras que al regular todos los afluentes de importancia en España se alcanza un valor de 4. No se ha podido determinar el efecto de la construcción de Alqueva, al ser muy poco tiempo el que lleva en funcionamiento.

El resultado final indica que el caudal *bankfull* ya no se alcanza con la misma frecuencia que en momentos de menor regulación (inicialmente cada 2,14 años) y posiblemente sea más del doble (cada 4-5 años). Las avenidas con un periodo de retorno bajo han quedado muy limitadas, y posiblemente las que se registren sean las de periodo de retorno mayor que han quedado disminuidas por el efecto de los embalses y la mayor regulación en la cuenca.

Morfológicamente, el significado de la cifra de 2.456 m<sup>3</sup>/s representa sumergir toda la terraza rocosa, al menos una vez cada dos años, por lo que la efectividad del río como agente erosivo antes era mayor. La terraza cumple las funciones de llanura de inundación, canalizando las aguas de crecida hasta su límite. Las implicaciones hidromorfológicas de la regulación actual son una menor capacidad erosiva y de desbordamiento.

#### **3.4.2.1 Caracterización de las crecidas en los afluentes del bajo Guadiana**

Se ha incluido un pequeño apartado de caracterización de los afluentes del Guadiana en territorio portugués, puesto que en su mayoría no están regulados y dan lugar a crecidas en la parte baja. Esta situación ya ha sido señalada por Rodrigues (2002) para las crecidas en los años 1996, 1997 y 2004, y la influencia de las “areas drenantes no controladas...” en el tramo portugués y por Rodrigues *et al.* (2004) con ocasión de la crecida del río Ardila en febrero de 2004.

Afluente	Área cuenca (Km <sup>2</sup> )	Estación	Años con datos	Capacidad de embalse (Hm <sup>3</sup> )	Problema en los datos
Rib. Alcarrache	995	-	-	-	No existe estación
Ardila	3743	25M/01	44	35	Algo regulado
Caia	714	19N/01	8	203	Pocos datos, regulado
Rib. Lucefeite	431,3	-	-	10,2	No existe estación, regulado
Dégebe	1538,1	24L/01	45	15,2	Algo regulado
Cobres	1151,2	27J/01	32	-	-
Chanza	2143	-	-	384	No existe estación, regulado
Rib. Oeiras	499	28K/02	7	-	Pocos datos
Rib. Vasco	461,6	28L/02	30	-	-
Rib. Odeleite	763	29L/01	33	130	-

**Tabla 3-3. Relación de afluentes principales en el tramo bajo del río Guadiana, con la cuenca vertiente y la estación de aforo correspondiente**

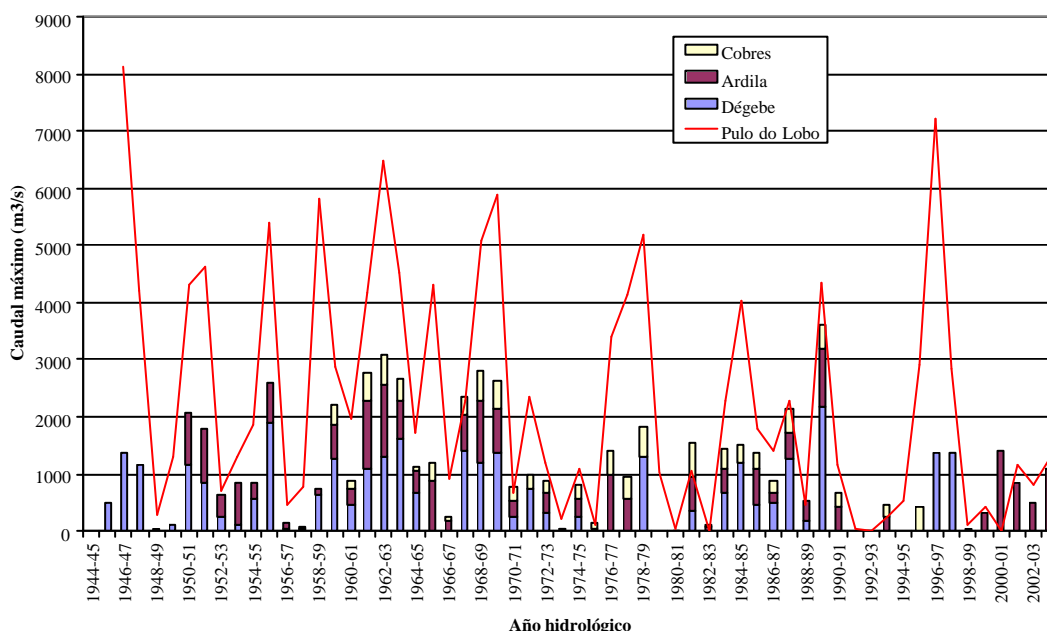
Los afluentes principales del Guadiana en su curso bajo son: Dégebe, Ardila, Cobres, Vasco y Odeleite. Existen también otras cuencas de importancia como Riberira de Alcarrache y Chanza en la margen izquierda y Caia, Ribeira de Lucefeite, Ribeira de Oeiras en la margen derecha.

No se han realizado estudios en aquellas estaciones en las que la serie de datos era muy corta, pese a que son afluentes de entidad, algunos de ellos, como el río Caia con más de 700 km<sup>2</sup> de cuenca vertiente. Tampoco se han podido estudiar aquellos como el Chanza, con una cuenca amplia y sin estación de aforos en el tramo bajo (Tabla 3-3).

En los principales afluentes del río Guadiana en su tramo portugués no existen muchos datos sistemáticos con longitud suficiente en las series de caudales máximos, pero al menos sí queda registro de los tres afluentes principales: Dégebe, Ardila y Cobres. Se han seleccionado los tres afluentes con el objetivo de estudiar sus crecidas y la relación de éstas con las crecidas del río Guadiana. Éstos afluentes se encuentran aguas arriba de

la zona de estudio y no tienen una regulación importante, la mayor en el río Dégebe con 15 hm<sup>3</sup> y el embalse de Valungo (lejos de la frontera, ya en España) en el Ardila con 35 hm<sup>3</sup>, muy lejos de la frontera. El resto tienen algunos embalses menores. Por el contrario, se han desestimado Vasco y Odeleite, que tienen series largas de aforo pero se sitúan aguas abajo de Pulo do Lobo. También se han desestimado Caia, con regulación importante (203 hm<sup>3</sup>) pero con datos incompletos, y Alcarrache y Ribeira de Lucefeite por la ausencia de datos de aforo.

Las crecidas en PDL, como puede verse en la figura 3-11, están muy relacionadas con las crecidas en los afluentes de la cuenca baja y si se observan los datos más antiguos, el caudal máximo de la crecida en Pulo es más alto que los valores aportados por los tres grandes afluentes. Esto deja de verse tan claramente a partir de la década de los 70, con algunos episodios (1970-1977) de cambio, nuevamente un periodo normal (77-79), y después se observa una distribución perturbada de las crecidas, con años en los que el caudal de Pulo es la suma de los tres afluentes no regulados (diciembre de 1989), e incluso años con más caudal en los afluentes que en el Guadiana en Pulo (año 1981-82). La tendencia general hasta el año 1969-70 parece haber cambiado.

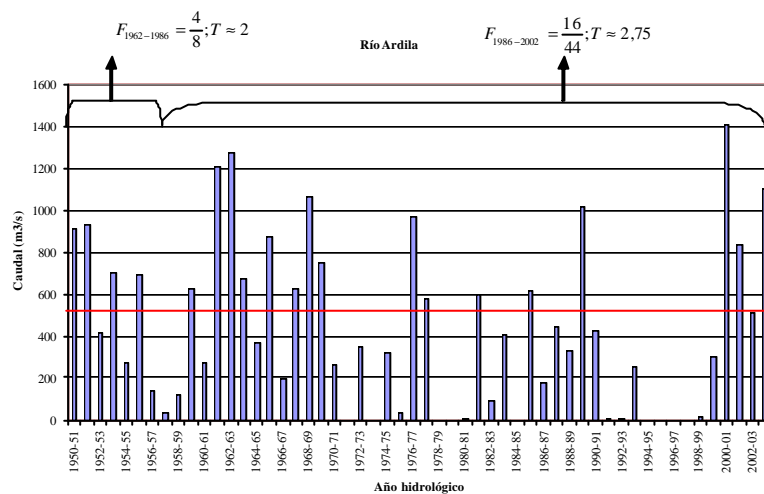


**Figura 3-11. Caudales máximos acumulados para las crecidas de los tres principales afluentes contribuyentes en la cuenca baja y caudales máximos en Pulo do Lobo**

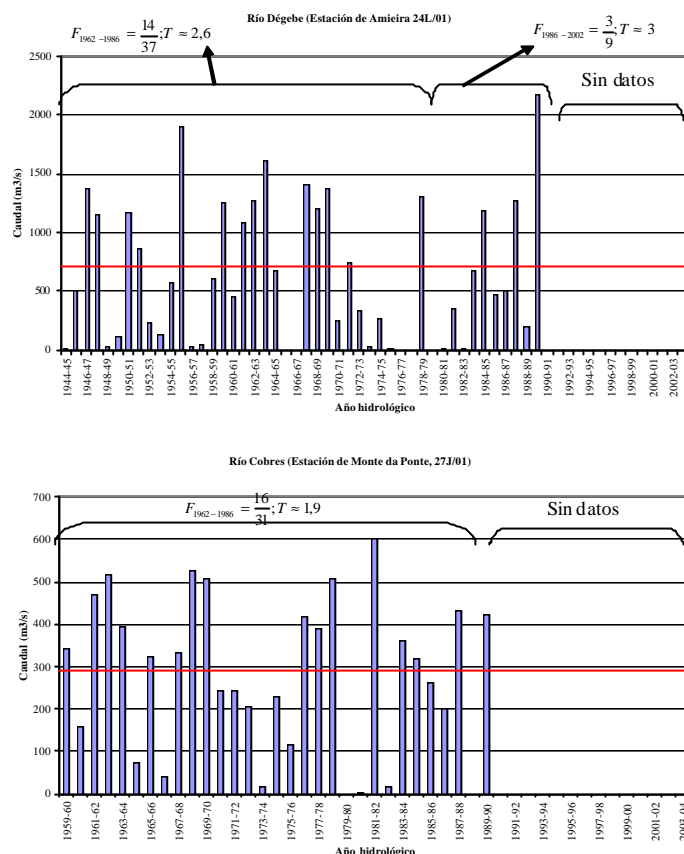
Si observamos la frecuencia con la que ocurre un desbordamiento que supera el valor medio de toda la serie, en general la tendencia es a disminuir (aumenta su periodo de retorno), es decir, que a partir de la regulación mediante presas de envergadura en la cuenca de un afluente la avenida media se retrasa. A veces es difícil obtener estos resultados, o no son muy fiables por la propia limitación de los datos, excesivamente cortos. Pero la tendencia es en general siempre creciente.

El valor del periodo de retorno ordinario en régimen natural suele oscilar entre 1,9 y 2,6 años, mientras que el periodo de retorno en condiciones de regulación es de entre 2,75 y 3 años.

Como puede observarse en los afluentes estudiados el comportamiento es muy similar a lo que ocurre en la cuenca alta y en la estación de PDL en el Guadiana (Figuras 3-12 y 3-13). Los periodos de alteración de las frecuencias de superación son más recientes, pero en cualquier caso en la actualidad afectan ya al comportamiento del río principal, que desde los años 60 dependía bastante de estos afluentes no regulados para desbordar.



**Figura 3-12. Frecuencias de los caudales máximos instantáneos en las crecidas del río Ardila en los dos periodos por modificaciones en la regulación de la cuenca. En rojo valores medios en la serie**



**Figura 3-13. Frecuencias de los caudales máximos instantáneos en las crecidas de los ríos Dégebe y Cobres en los periodos con modificaciones en la regulación de la cuenca. En rojo valores medios en la serie**

### 3.4.3 Implicaciones en la frecuencia de crecidas ordinarias

La serie de datos instrumental se muestra insuficiente para calcular los cambios más recientes en las cuencas, con tan solo tres años de datos para la cuenca baja en PDL y sin estación operativa en la cuenca alta en EH. Además la variabilidad climática puede ejercer perturbaciones en el cálculo, puesto que la incidencia de periodos húmedos y secos cambiará los datos medios de  $Q_{ci}$  en periodos que podrían llegar a los 15 años o mayores. La Oscilación del Atlántico Norte también actúa como hemos visto en capítulos anteriores modificando las condiciones cada varios años, y por último, el régimen de explotación de los embalses condicionará los caudales de crecida medios cada vez más, puesto que la capacidad de regulación en la cuenca se ha modificado mucho. La transformación de las crecidas por efecto de la laminación de los embalses es

patente. Los cambios en la punta pueden hacer que crecidas de periodo de retorno más alto queden transformadas en crecidas medias o bajas puesto que, como hemos visto, las frecuencias para un mismo  $Q_{ci}$  tienen tendencia a disminuir (y por tanto a aumentar el periodo de ocurrencia).

### 3.5 Estudio de las paleocrecidas en el área de Pulo do Lobo

#### 3.5.1 Geología y encuadre geográfico

Geológicamente, la zona de estudio está compuesta fundamentalmente de pizarras con intercalaciones de cuarcitas pertenecientes a la Formación Pulo do Lobo, del Devónico inferior. Esta formación es la más antigua de la denominada Zona Sur Portuguesa (ZSP) descrita por Oliveira (1990) que se continúa en España y constituye la faja pirítica. La formación presenta metabasaltos en la base, pizarras y filitas, cuarcitas y rocas volcánicas de tipo félsico constituyendo la antiforma de Pulo do Lobo.

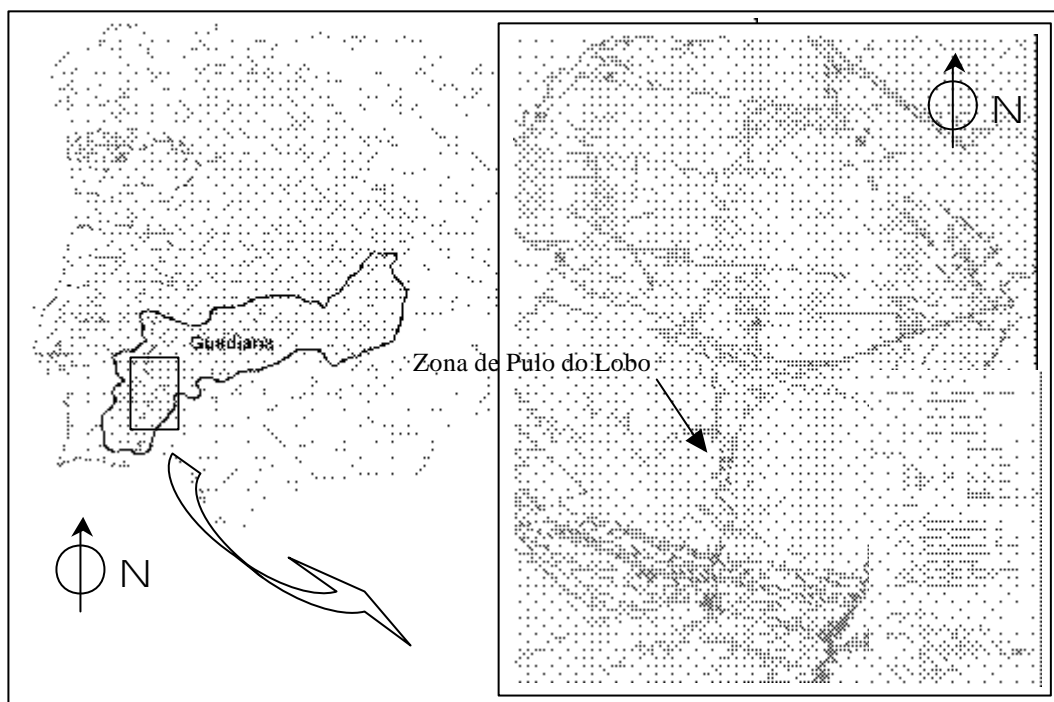


Figura 3-14. Mapa de situación, geológico general y geomorfológico (Modificado INAG)

La orientación preferente de la esquistosidad es EW, lo que influirá en la configuración y morfología del cauce, que en este tramo sigue una dirección N-S, perpendicular a la



discontinuidad de la esquistosidad. Además, existen fracturas en el tramo que quedan patentes puesto que el río circula por ellas en trazados perfectamente rectilíneos (Figura 3-14).

### 3.5.2 Geomorfología y dinámica fluvial

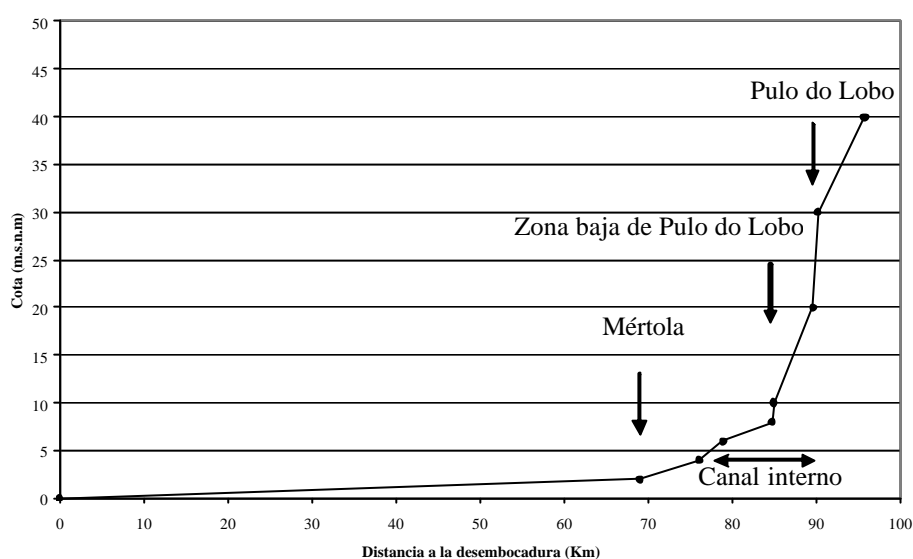
La geomorfología de PDL es muy interesante y variada, y aunque no se reseñan en este apartado todos los elementos significativos de la zona de estudio, sí se han consignado aquellos que pueden aportar importante información sobre las condiciones de estabilidad del tramo y condiciones hidráulicas entre otras (Figura 3-16).

El tramo objeto de estudio presenta interesantes morfologías que sin duda han jugado un importante papel en la evolución del río. A un escaso centenar de kilómetros de la desembocadura, el río Guadiana presenta una cota muy baja, entre 4 y 40 metros; de hecho en la población de Mértola, a 70 km de distancia tierra adentro, la cota es de 2-4 m sobre el nivel del mar. A partir de este punto, la pendiente se incrementa sensiblemente, hasta llegar a Pulo do Lobo, formando un salto de 15 m en el propio río Guadiana, que marca el primer punto de inflexión o *knickpoint* del Guadiana. En poco más de 10 kilómetros la cota se incrementa en 32 metros sin aumento gradual de la pendiente, puesto que el incremento se produce de forma brusca.

Este accidente en el perfil fluvial es determinante a nivel geomorfológico, puesto que aguas arriba el río Guadiana discurre en un sustrato rocoso que desarrolla una importante plataforma rocosa al menos durante algunos kilómetros aguas arriba, pero a partir de la cascada, se genera un importante canal interno (*inner channel*) con altura máxima de 16 m que se mantiene durante unos 6 kilómetros río abajo, hasta que la plataforma tenuemente va desapareciendo por erosión y ampliación (Figura 3-15). Otros saltos similares han sido descritos para el río Guadiana en el tramo bajo dentro de la cuenca española. Garzón *et al.* (2005) proponen la formación del Charco de los Bueyes, como otra zona de *knickpoint*, que las aguas dejan al descubierto únicamente en las épocas secas.

El significado geomorfológico del tramo bajo del Guadiana está aún poco estudiado. Existe algún trabajo (Hernández-Pacheco, 1958) que propone la posible antigua salida del Guadiana hacia la cuenca del Tajo y la captura de la cuenca alta en el Portillo de

Cíjara durante el Plioceno. Esta captura supondría una incisión mayor en el tramo bajo del Guadiana y es posible que dicha actividad se defina en la erosión remontante que ha quedado relictas a lo largo de varios puntos de la cuenca donde existen zonas de *knickpoint*. En el tramo objeto de estudio aparece además un nivel de terraza, que Feio (1951) correlaciona con otras terrazas del tramo portugués. La única terraza aquí se encuentra a cota 30 m sobre el río, no pudiéndose hallar ninguna más por debajo debido a la estrechez del cañón y la cota alcanzada por las crecidas actuales (hasta 26,2 m en 1603).



**Figura 3-15. Perfil del tramo bajo del río Guadiana, desde la desembocadura hasta la altura de la población de Serpa (aguas arriba de Pulo do Lobo)**

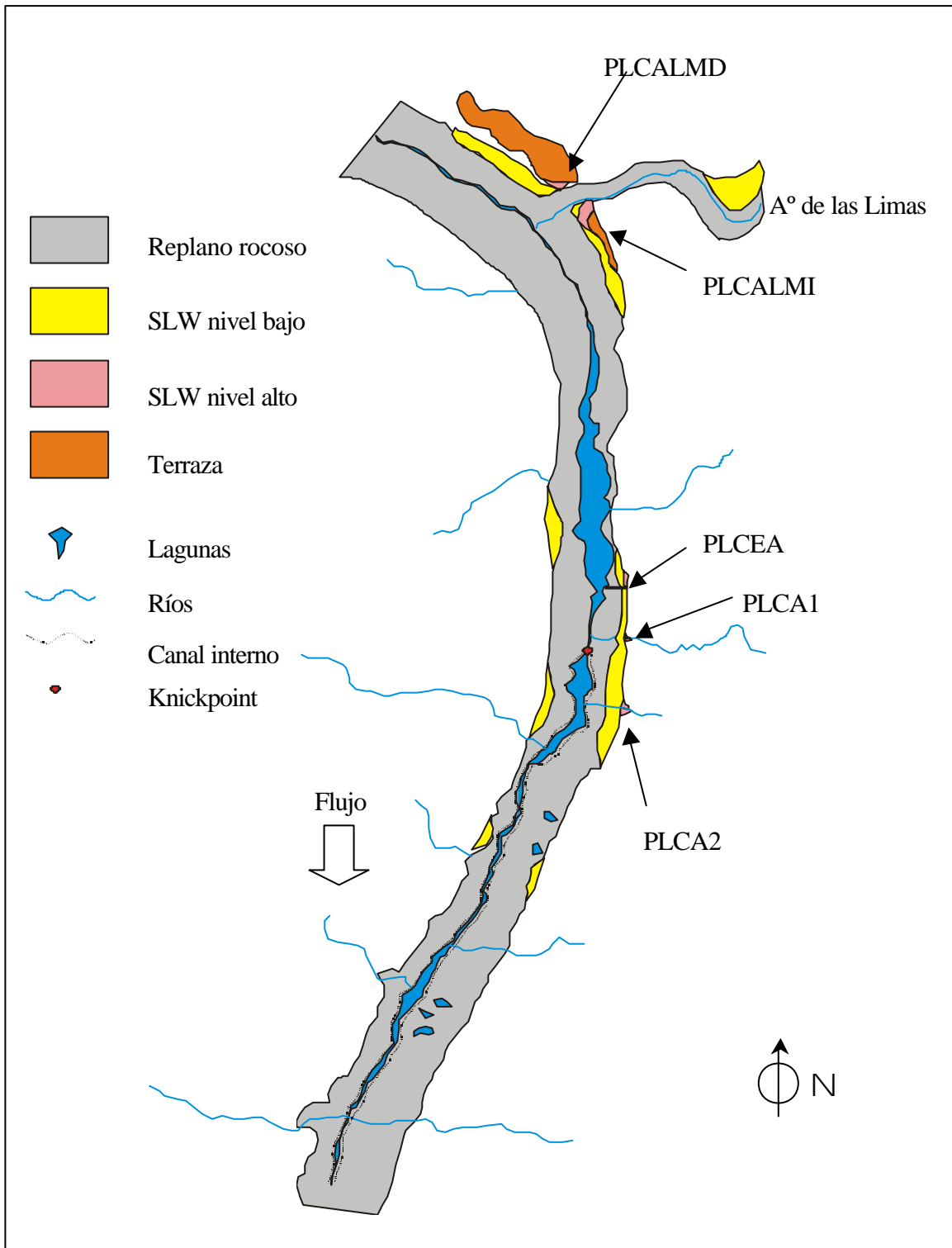


Figura 3-16. Localización de los principales elementos geomorfológicos

### 3.5.2.1 Elementos geomorfológicos mayores (macroescala)

La plataforma rocosa (*bedrock bench*) es un replano de baja pendiente longitudinal, menor incluso que la del propio canal interno, que actúa como canal de aguas altas en caso de desbordamiento. En la zona de PDL, el material que forma la terraza son metapelitas, fundamentalmente esquistos y pizarras, que se encuentran muy fracturadas, dejando frecuentes estrechamientos y ensanchamientos en el canal interno e inclusive unas depresiones cubiertas por las aguas de lluvia y desbordamientos.

El origen para esta forma no ha sido determinado, y podríamos apuntar dos posibles hipótesis. La primera es que se produzca en las crecidas, por erosión. Esta hipótesis se relacionaría con el modelo de erosión propuesto por Shepherd y Schumm (1974) en canales experimentales (*flumes*), pero la diferencia de litología y dureza lo hacen distinto y además implica que para producirse con erosión tan intensa sería necesaria una enorme energía de las crecidas. La segunda hipótesis supone que se forme por alteración en profundidad, cuando no estaba formado aún el *knickpoint* y el fondo de valle se encontraba relleno de materiales aluviales. Esta hipótesis parece tener más visos de verosimilitud, puesto que considerar únicamente las crecidas como modeladores de esta plataforma parece ser insuficiente en términos energéticos y si parece tener más posibilidades una combinación de alteración en profundidad con erosión posterior por exhumación. En este sentido Seidl *et al.* (1994 y 1997) indicaron que una cubierta del lecho por grandes bloques más o menos inmóviles puede inhibir la incisión uniforme de un *knickpoint*, que debería propagarse bajo este montón de bloques. Los trabajos de Twidale en Australia indican que la alteración química de las rocas es más efectiva con una cubierta de suelo y regolito que mantenga los niveles de humedad. Hidráulicamente, la plataforma rocosa supone un nivel de menor velocidad de las aguas, aunque las perturbaciones en el flujo son mayores que las generadas por una llanura de inundación en materiales aluviales y supone una zona de poca turbulencia en crecida. Este hecho ha sido constatado para la crecida de 1997, donde se llegó a desbordar sobre la plataforma (Figura 3-18). Las perturbaciones están causadas por la presencia del *knickpoint* y canal interno, que origina en superficie ondas estacionarias en caudales medios-bajos (aproximadamente entre 2.000 y 4.000 m<sup>3</sup>/s); a caudales más altos, el comportamiento del flujo es de tipo subcrítico.

Una de las consecuencias de la migración aguas arriba de un *knickpoint* es la generación aguas abajo de un canal interno (Wohl, 1999). Según los trabajos experimentales de Shepherd y Schumm (1974), su formación se inicia durante altos estados de caudal y durante bajos niveles el canal actúa como concentrador del caudal. El canal interno supone la maximización del esfuerzo de cizalla y potencia fluvial, esta es la manera más eficiente de incisión de los canales en un sustrato resistente (Wohl, 1998). Para niveles más altos se produce el desbordamiento sobre la plataforma, circulando el agua a mayor velocidad en la zona del canal interno y perdiendo competencia. A partir de estos trabajos experimentales previos, Wohl (1992) establece un origen similar para la garganta de Burdekin en Australia, con unas morfologías similares a las de PDL (canal interno, *knickpoint* y terraza rocosa), pero desarrollado en materiales volcánicos. El gradiente en Burdekin es de 0,002 m/m en la zona de la garganta rocosa frente a 0,0005 m/m en PDL para el tramo previo al canal interno, y de 0,0011 m/m si consideramos el tramo estudiado completo hasta la base del *knickpoint*.

El canal interno (Figura 3-17) tiene unas medidas de unos 16 m de alto en la zona inicial de salto, decreciendo aguas abajo hasta unos 12 m de altura (tramo medio) y desapareciendo por ensanchamiento antes de la localidad de Mértola; el ensanchamiento supone la desaparición de la plataforma rocosa.



Figura 3-17. Canal interno aguas abajo del *knickpoint*



**Figura 3-18. Funcionamiento de la terraza rocosa durante una inundación. En la imagen superior, vista en condiciones normales. Inferior, vista durante la crecida de enero de 1997 ( $2.500 \text{ m}^3/\text{s}$ )**

#### **3.5.2.2 Elementos menores (mesoescala)**

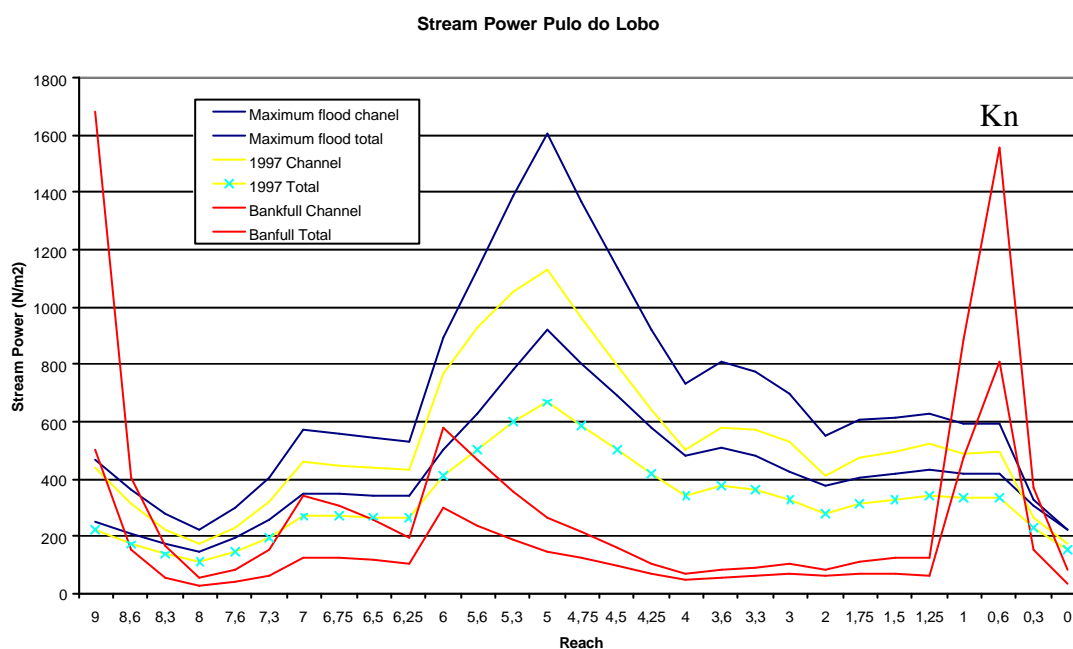
Una forma de cambio del gradiente en los canales en roca son los saltos bruscos en el lecho llamados puntos de inflexión o *knickpoint* (Wohl, 1999). Estos elementos suelen tomar la forma de cascadas debidas a un escalón pronunciado en el lecho del río o bien

una zona con sucesivos saltos menores. Esta morfología supone un desequilibrio puntual que migra erosionando aguas arriba y con tendencia a rebajar el ángulo del perfil. Además, su existencia suele estar favorecida por la presencia de capas o fracturas, muy frecuentes en el tramo de Pulo do Lobo, que de hecho controlan el salto. Según Stein y Julien (1993), la migración de estos puntos es diferente en función del elemento control (litología o fracturación). En el primero de los casos, las cabeceras migran manteniendo el escalón vertical. En el segundo de los casos las cabeceras van migrando hasta suavizar o aplanar el resalte cuando progresa la erosión aguas arriba. Si se dan en material homogéneo y masivo, Gardner (1983) propone su formación por descenso del nivel de base. El flujo aprovecha el salto y la anchura decrece, pero velocidad, profundidad y esfuerzo de cizalla se incrementan con resultados finales en el rebajado gradual del salto. Como señalan Young (1985) y Bishop y Goldrick (1992), en el *knickpoint* la erosión en la zona activa se ve muy favorecida por la presencia de marmitas en la cabecera. En el salto de PDL, las marmitas están muy desarrolladas y en muchos casos ya conectadas.

Holland y Pickup (1976) subdividen una zona de *knickpoint* en tramos. Esta secuencia ha sido observada en la zona como se muestra en la figura 3-20. Los tramos en cuestión son: (1) tramo agradado aguas arriba, (2) tramo escalonado de alta pendiente previo al salto, (3) zona del salto y (4) tramo con incisión parcialmente cubierto de sedimento entre sucesivos saltos.

La relación entre el *knickpoint* y el caudal parece ser proporcional a la erosión (Holland y Pickup, 1976), si bien no existen datos muy precisos en la bibliografía que confirmen este punto con valores de tasas de erosión precisas. Algunas aproximaciones se han hecho en los trabajos de Wohl e Ikeda (1998) para la península de Boso en Japón y de Tinkler *et al.* (1994) para el Niágara con valores entre 0,05 y 0,07 m/año, pero son datos muy localizados y referidos a un salto con altura y condiciones litológicas muy distintas a las de la zona de estudio y además no son zonas que se hayan podido inundar en etapas recientes. Según diversos autores (Holland y Pickup, 1976, Miller, 1991, Wohl *et al.*, 1994) el mantenimiento de la forma de los *knickpoints* por desgaste aguas arriba puede permanecer durante cientos o miles de años hasta ajustar el perfil por descenso del nivel de base.

En la zona de estudio se ha modelizado la zona de *knickpoint* mediante HEC-RAS cuyos resultados se indican en la figura 3-19, analizando el cambio en los valores de la potencia fluvial (*stream power*). Este cambio depende en gran medida del caudal circulante. Para crecidas de alta magnitud el efecto en la retracción del *knickpoint* parece ser muy bajo, pues el nivel de las aguas es tan alto que cubre por completo la zona y la potencia desarrollada no es tan grande. Para valores de 11.000 m<sup>3</sup>/s (que como veremos más adelante se considera la mayor crecida de la que se tienen noticias), pero también para crecidas menores como la de 1997 (7.200 m<sup>3</sup>/s), el *stream power* desarrollado es mayor para el canal que para el global del tramo, pero sobre todo no tiene su mayor valor dentro del *knickpoint*, sino más arriba, en un cambio de sección del valle que pasa de estar confinado y estrecho, a expandirse.



**Figura 3-19.** Potencia fluvial para distintos supuestos: crecidas de alta magnitud (en azul), crecidas de magnitud media (en amarillo) y crecidas *bankfull* (en rojo). Las dos opciones modelizadas son el canal y valor total en cada perfil. Kn: Zona de *knickpoint*

Sin embargo, los valores de potencia fluvial cambian notablemente cuando se modeliza un caudal *bankfull*, aproximadamente 1.000 m<sup>3</sup>/s, caudal que llega a colmatar el canal interno y cubrir ligeramente la zona de *knickpoint*, Este caudal supone un valor muy alto de potencia fluvial en el *knickpoint* y menor en la zona de la contracción, que no afecta pues con ese caudal no se ve confinado ni se expande. Las repetidas crecidas de menor



entidad en cuanto a caudal, pero mayor frecuencia (una vez cada dos años aproximadamente) son las que generan una mayor energía erosiva en la zona de *knickpoint*. Esto nos hace pensar que las tasas de incisión en Pulo do Lobo han de ser más bajas en la actualidad por la regulación de los embalses (menor caudal en módulo) que como ya hemos comentado, laminan las crecidas de alta frecuencia y bajo periodo de retorno.

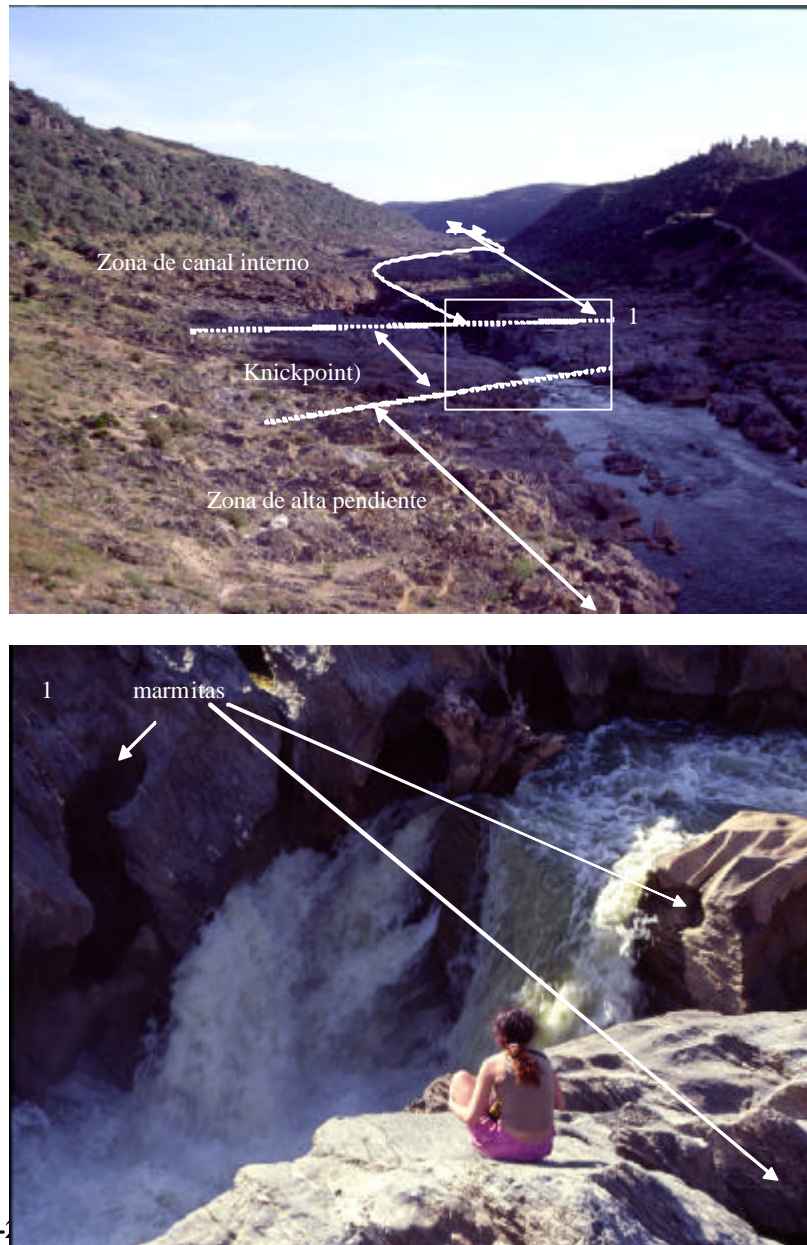


Figura 3-2. Evolución de la zona activa

Las marmitas son mesoformas que se deben a la abrasión mecánica por un efecto de molienda de las rocas atrapadas en su interior, y al ataque químico, en caso de

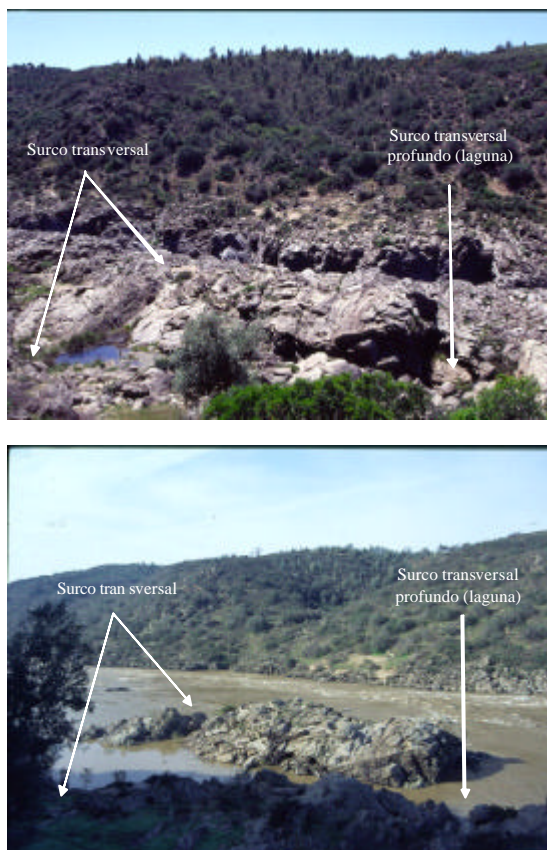
producirse en materiales solubles, cuando el flujo baja y quedan llenas de agua, o bien por aguas de lluvia. Muchos autores sostienen la hipótesis de que la formación de marmitas y su posterior ruptura son el origen del canal interno (Elston, 1917, Shepherd y Schumm, 1974 y Wohl, 1993). Otros trabajos en cañones en roca de la Sierra de Guara (Ortega, 2003) indican aperturas instantáneas en marmitas producidas por fuertes crecidas y en relación a una movilización grande de las barras de gravas en tramos previos.

La zona alta del *knickpoint* presenta una elevada concentración de marmitas, de tamaños muy variables, que han sido perforadas en la zona del salto y más bajas (Figuras 3-20 y 3-21). En la zona alta son de tamaño menor, desapareciendo a pocos metros aguas arriba del salto. Esta secuencia parece ser consistente con las hipótesis que señalan a estos elementos como el origen del canal interno y a diferencia del origen propuesto para la formación de la plataforma rocosa, el control hidráulico durante caudales de crecida sí parece estar más relacionado con su apertura y ampliación hasta formar el canal interno.



**Figura 3-21. Zona de salto en la zona de *knickpoint* con marmitas, algunas de ellas colgadas y otras abiertas; en el replano superior puede observarse la esquistosidad perpendicular al flujo**

La velocidad con la que esta ampliación ocurre es difícil de medir, algunos autores como Baker (1978) estiman la erosión en marmitas de 1-2 metros de diámetro en 5.000 años de antigüedad (por la dureza de los materiales cristalinos), aunque en otros casos (materiales calcáreos) y relacionadas con inundaciones catastróficas se forman (se destruyen) en un corto periodo de tiempo.



**Figura 3-22. Surcos longitudinales sobre la terraza rocosa de PDL. Algunos de ellos terminan por profundizarse y generan lagunas estacionales e incluso permanentes sobre su superficie. En la imagen inferior puede verse su inundación durante la crecida de enero de 1997. La energía se deriva sobre todo en el canal interno (al fondo)**

Otro elemento de tamaño medio-bajo que aparece sobre la terraza rocosa son los surcos longitudinales (Figura 3-22), que en este caso no presentan una forma como las descritas en la literatura (alargados en la dirección del flujo), ya que están muy controlados por la fracturación de las rocas y la esquistosidad, que en este caso se disponen de forma perpendicular al flujo. Los surcos longitudinales suelen aparecer asociados a ríos en roca con gradiente uniforme, sobre todo en los que presentan diferencias en su sección transversal más que en los que tienen un lecho plano uniforme (Wohl, 1999). Esta situación se alcanza en PDL sobre la terraza rocosa, que es donde se encuentran, y por tanto su origen está en crecidas que sobrepasan el umbral del canal interno (el paso del canal interno a la plataforma supone el cambio en la sección). Sobre la plataforma el caudal de crecida concentra los esfuerzos erosivos en las zonas con mayor irregularidad: fallas y planos de esquistosidad, perpendiculares al flujo, que van siendo ampliados por la erosión generando en el canal interno una morfología de canal

con paredes onduladas fuera de fase, es decir con ampliaciones y estrechamientos en los que existe separación de flujo.

En la zona de estudio no se observan barras de gravas en todo el sector ocupado por el canal interno. En superficie, sobre la terraza rocosa, las barras se encuentran desorganizadas y en forma de manchas dispersas, situación que indica sobre todo la canalización del flujo por el canal interno (donde circulará la mayoría del material grueso). Los escasos parches sobre la terraza obedecen a desbordamientos en crecidas, con un aumento de la energía en zonas aledañas al canal interno. Las barras son formas de tipo rampante en las hoyas y el canal interno, desde donde suben aprovechando los ensanchamientos causados por la fracturación. La llanura de inundación comienza a tener una cubierta de barras aguas arriba, cuando el río presenta una llanura amplia sin canal interno. Tras un tramo corto sobre el *knickpoint* las barras comienzan a aparecer, siendo más frecuentes e incluso predominantes aguas arriba del Arroyo de las Limas. Esta zona correspondería con el tramo con agradación que Holland y Pickup (1976) proponen como secuencia asociada en los tramos de *knickpoints*.

La ausencia de grandes acumulaciones de gravas o bloques es significativa en un tramo donde el río discurre por roca durante bastantes kilómetros aguas arriba. Encontramos además numerosos depósitos de gravas en las terrazas cuaternarias. Entendemos que la falta de acumulaciones se debe a un lavado de los mismos por predominio de la erosión sobre el depósito. El origen puede estar en la imposibilidad de transmisión del sedimento, que queda atrapado en los embalses.

### **3.5.2.3 Evolución de la terraza y knickpoint en Pulo do Lobo**

Existen muy pocos trabajos sobre la evolución del río Guadiana. Las teorías existentes proponen que el valle del Guadiana fue formado por incisión cuaternaria en la superficie pliocena y las terrazas se desarrollaron en relación con las oscilaciones del nivel del mar. Uno de los trabajos que con más detalle abordan esta cuestión es el de Feio (1947), que interpreta la plataforma rocosa y la cascada de Pulo do Lobo como una evolución en dos ciclos. En el inicio del Cuaternario, el río incidió sobre la llanura pliocena, cuestión que prueba los cuatro niveles de terrazas que considera depositadas durante las transgresiones interglaciares. La plataforma fue formada durante la regresión Riss y de

nuevo más tarde durante el ciclo Würmiense alcanzó el tramo de Pulo, originando el *knickpoint*. Durante la transgresión Flandriense finalmente se inunda el tramo bajo hasta Mértola situación en la que nos encontramos hoy día.

Algunos trabajos sobre la situación del nivel del mar durante el Cuaternario, como el de Zazo (1999), consideran una etapa de nivel alto del mar durante el Plio-Pleistoceno (150 m) para el sur de la península. Los estadios isotópicos 11 y 9 están representados en la Península por niveles de 40 y 30 m y el último interglaciar (estadio 5) muestra una altura de 6 m. El nivel más bajo del mar se dio durante el último interglaciar a -120 m (Boski *et al.*, 2002), y en la desembocadura del Guadiana solo presenta un pequeño delta submarino. El nivel más alto de las aguas en esta costa durante las glaciaciones no parece ser suficiente en sí mismo para desarrollar un canal interno por la gran cantidad de carga sólida que para re TRABAJARLO se necesita.

En este contexto proponemos la evolución del tramo final del río Guadiana a través de la siguiente secuencia: durante el proto-Guadiana estaría encajado en un valle y la superficie Pre-Tortonense actúa como un nivel de base. En el Golfo de Cádiz se desarrolla un delta a partir del depósito arrastrado por el río (Figura 3-23a). Este paleovalle asociado con la planicie costera Tortonense podría rellenarse durante el curso de sucesivas secuencias deposicionales hasta el Plioceno inferior. En esa época, el nivel del mar era alto, las cuencas se rellenan y se dan intensos procesos pedogénicos. La superficie antigua quedaría cubierta y el río podría desarrollar una morfología de tipo *braided* por su pendiente, anchura y abundancia de sedimento. La penillanura se erosiona y retoca (Figura 3-23b). Durante esa época puede producirse según Garzón *et al.* (2005) la captura y la conexión de éste proto- Guadiana con las cuencas terciarias interiores, que comienzan a verter hacia el sur, como también propone Rodríguez *et al.* (1993). Durante el Plio-Cuaternario el caudal se incrementa, pero especialmente lo hace la gran cantidad de carga de fondo evacuada después de la captura, ésta podría bien ser la causa de la instalación del canal interno, que para su formación requiere según diversos autores un incremento en carga (Figura 3-23c). Los depósitos de las cuencas terciarias internas se lavarían hacia la desembocadura.

Por último, los altos niveles del mar durante el Cuaternario reciente pueden favorecer la inundación de la parte baja del estuario permitiendo que el Guadiana depositase las



terrazas más bajas presentes en las laderas que miran al estuario y que el canal interno se amplíe, migrando el *knickpoint* aguas arriba (Figura 3-23d).

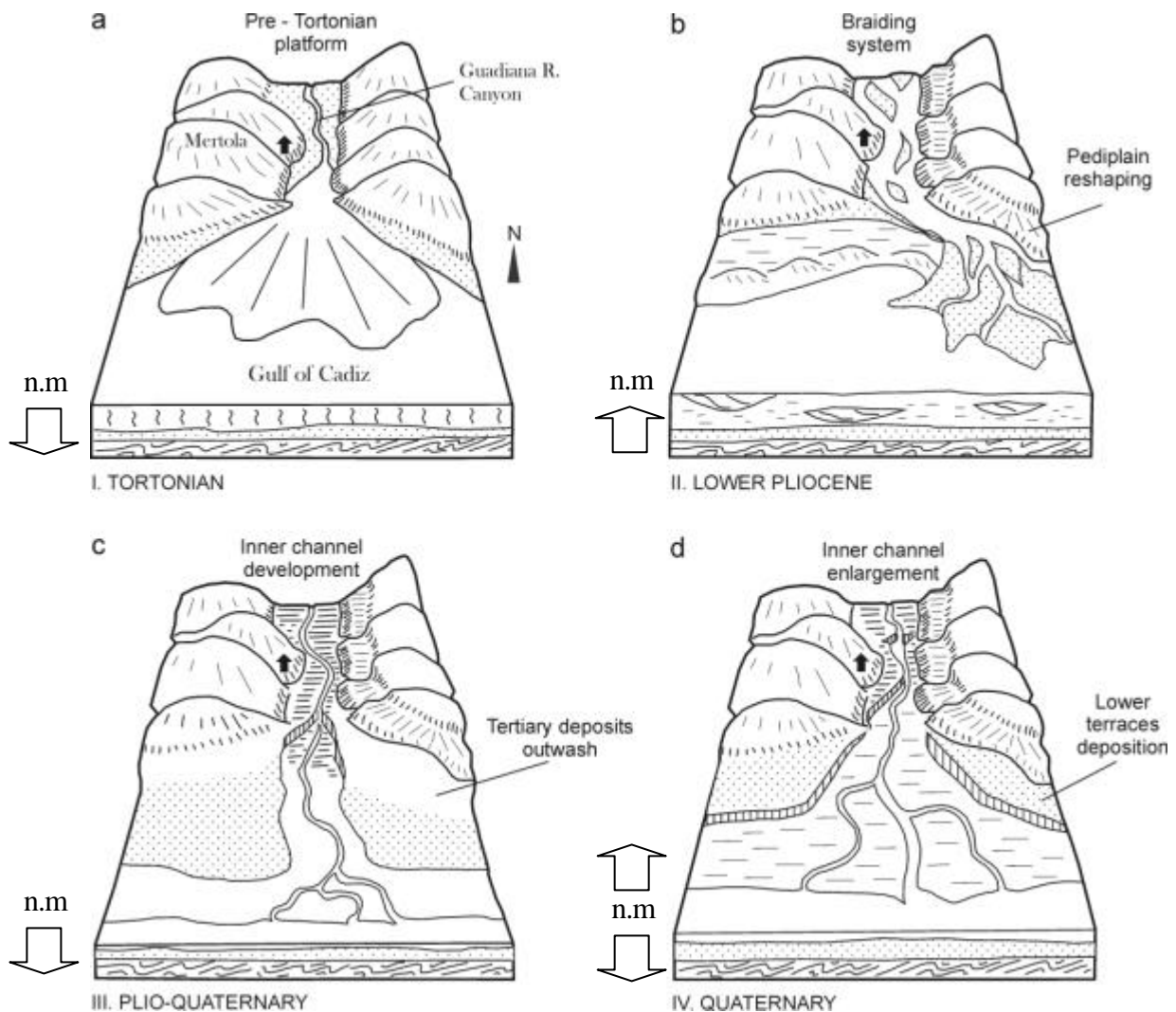


Figura 3-23. Evolución propuesta para el cañon del río Guadiana: a) Desarrollo de una plataforma en roca Pre-Tortonense. b) Nivel alto del mar durante el Plioceno y retrabajamiento de la antigua plataforma. c) Nueva incisión Plio-Cuaternaria y capturas acompañadas por depósitos terciarios y desarrollo del canal interno. d) Oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario con degradación de la plataforma rocosa y depósito de las terrazas bajas

### 3.5.3 Los depósitos de remanso ó *slackwater deposits* (SLW)

A lo largo de toda el área de estudio en PDL encontramos una variedad de depósitos de crecida. Algunos de ellos son depósitos de paleocrecidas (normalmente los situados a una mayor cota), resguardados o protegidos por zonas favorables para ello. Pero también encontramos secuencias de depósitos de remanso recientes que se sitúan muy bajas en cota y muy posiblemente sólo permanezcan conservados hasta la próxima crecida de al menos magnitud media. A éstos últimos los hemos llamado depósitos de niveles bajos y proceden de la crecida de 1997. Para la presente tesis doctoral se han estudiado con profundidad únicamente los SLW de crecidas antiguas, aunque hemos creído oportuno realizar una descripción de las unidades recientes puesto que los trabajos de campo se han realizado tras una crecida reciente y los depósitos aún no habían desaparecido.



Figura 3-24. Vista general de un SLW bajo en las cercanías del PLCA1 generado por la inundación de 1997

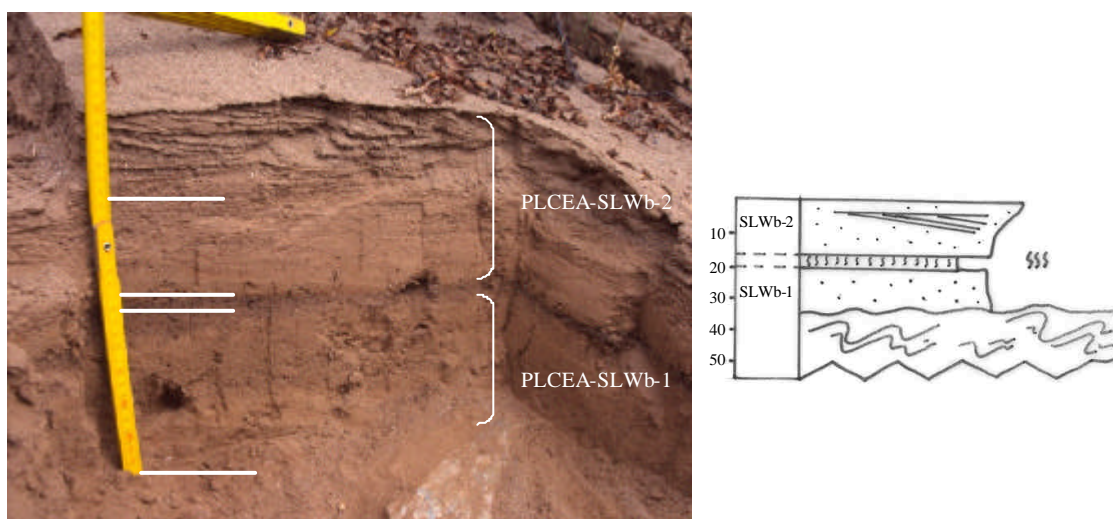
#### 3.5.3.1 Depósitos de remanso en niveles bajos

Las mejores secuencias de depósitos de avenidas asociados con bajos niveles se encuentran en la zona de Pulo do Lobo (Figura 3-24). Estas secuencias no siempre se corresponden con depósitos de remanso (SLW en sentido estricto), pues aunque algunas sí están producidas por el remanso de las aguas o por remolinos en confluencia de los arroyos, encontramos en algunas de ellas estructuras tractivas más propias de ambientes de canal por migración de barras arenosas de tipo duna. Se han descrito someramente,

pues constituyen un buen testimonio de lo que normalmente suele desaparecer con las crecidas de mayor magnitud, como ya ha sido señalado por Kochel y Baker (1988) que para este tipo de depósitos señalan un potencial de preservación muy bajo. Cuando ha sido posible se ha indicado su altura relativa respecto a la cota máxima alcanzada por la inundación (o por sus restos de ramas).

#### ***Corte bajo de la estación de aforos (PLCEA-SLWb)***

Este corte se encuentra en la margen izquierda del río Guadiana, antes de la estación de aforos. La secuencia de base a techo comienza por un nivel (PLCEA-SLWb-1) depositado sobre la roca (Figura 3-25). Este nivel está formado por arenas masivas de grano medio de 12 cm de espesor. A techo se encuentra un nivel de 4 cm de paleosuelo con materia orgánica abundante y huellas de bioturbación, y sobre él, un nivel centimétrico de limos da paso a una secuencia de arenas medias a gruesas, granocreciente de 15 cm de espesor. En esta secuencia (PLCEA-SLWb-2) hay estratificación cruzada, tiene aspecto de ser reciente y corresponder a un nivel energético que no debe ser el máximo de la crecida de 1997, pues su cota relativa es menor que el nivel de *flotsam* encontrado de la crecida de 1997 y se encuentra a 18 m sobre el nivel del río (aproximadamente a 1,5 m del nivel de ramas).

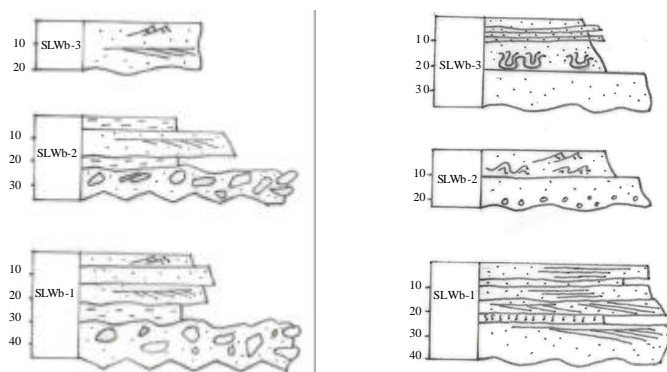


**Figura 3-25. Fotografía y columna esquemática del corte PLCEA-SLWb**



### ***Cortes bajos del Arroyo 1 (PLCA1-SLWb)***

La secuencia desde la parte alta a la parte baja es la siguiente: en primer lugar situado a más altura bajo unos árboles encontramos el corte PLCA1-SLWb-3, formado por arena fina con estructuras tractivas y ripples escalantes (Figuras 3-26 y 3-27). Todo el depósito parece reciente y se encuentra en la parte alta donde llegaron las aguas de la avenida de 1997. La bioturbación es grande, con tubos de artrópodos, anélidos y raíces de árboles. El segundo corte de esta secuencia es el PLCA1-SLWb-2, formado de base a techo por limos con algunos cantos de coluvión por lavado en las laderas, un segundo nivel más grueso formados por arenas medias y gruesas con laminación cruzada de ripples y a techo de nuevo un nivel limoso producido por agradación. En este corte el nivel delimitado por el coluvión, probablemente proceda de un evento anterior. El tercer corte situado más bajo topográficamente (PLCA1-SLWb-1), está formado de base a techo por un nivel de coluvión en la base que da paso a un nivel de limos de 10 cm de espesor y sobre ellos un nivel de 6 cm de espesor formado por arenas medias y finas con estratificación cruzada planar de ripples. Sobre este, hay un nivel de arenas medias no estratificadas, producto de una agradación rápida, con espesor de 10 cm y por último una secuencia de ripples escalantes desfasados de bajo ángulo (Allen, 1972). A partir de la interpretación del depósito se deduce que todo el paquete superior pertenece al evento más reciente de 1997 mientras que el nivel más bajo es anterior.



**Figura 3-26. Columnas de los depósitos de PLCA1-SLW bajos (izquierda) y PLCA2-SLW bajos (derecha)**



**Figura 3-27. Cortes de los depósitos de PLCA1-SLW y PLCA1-2-SLW bajos**

***Cortes en la zona intermedia entre los arroyos 1 y 2 (PLCA2-SLWb)***

Se ha descrito a la altura del Corte del Arroyo 2 una secuencia de SLW bajos, que comienza, de base a techo por:

-PLCA2-SLWb-3: es el corte topográficamente más elevado de todos los de esta sección, formado por un nivel (de base a techo) de arenas con tamaño medio-grueso y 14 cm de espesor que se truncan a techo por niveles intercalados de arenas de tamaño medio-fino y limos, con un espesor total de 20 cm. En este nivel hay estructuras de escape de fluidos.

-PLCA2-SLWb-2: corte cercano a la superficie máxima alcanzada por el nivel de las aguas en 1997. El corte se inicia en su base por arenas gruesas y cantos con espesor de 6 cm; no se observan estructuras. Sobre ellos el tamaño del material decrece (arenas medias y finas) y engloba lentejones de arenas más gruesas, probablemente procedentes

del nivel anterior. En este nivel se encuentran estructuras de deformación y ripples trepadores, lo que indica un ambiente de mezcla de los depósitos no consolidados en las orillas.

- PLCA2-SLWb-1: depósito de energía relativamente alta que podría asignarse a una barra más que con un origen de deposición remansada. Lo forman arenas gruesas en la base que dan paso a una secuencia granocreciente y estratificación cruzada planar, hacia techo un nivel de arenas medias y gruesas con estratificación cruzada de menor ángulo y por último dos secuencias, la primera con laminación paralela sobre arenas y arena gruesa sin estratificar por depósito masivo en la agradación.



**Figura 3-28. Cortes de los depósitos de PLSLWb-7 y 8**

### ***Otros cortes de SLW bajos***

A lo largo de la ladera en la margen izquierda del río Guadiana, entre los cortes del arroyo 1 y 2, se encuentra diseminado abundante depósito con aspecto reciente y cota similar a los descritos anteriormente (Figura 3-28). Se han incluido únicamente dos cortes: PLSLWb-7 y PLSLWb-8.

-PLSLWb-8: corte reciente con arenas y limos intercalados, 45 cm de espesor apoyado directamente sobre el sustrato rocoso. Corresponde a un nivel alto por el tamaño de los materiales como por la ausencia de estructuras.

-PLSLWb-7: corte más bajo con abundantes estructuras tractivas (laminación cruzada planar y ripples escalantes), formado por arenas medias y gruesas que poseen intercalaciones de finos. La secuencia es granodecreciente hacia techo y sin estructuras en la parte alta del depósito, de carácter masivo y agradacional. Se interpreta como un nivel medio de la avenida de 1997. Secuencialmente el nivel superior sería el corte PLSLWb-8.

En resumen (Tabla 3-4), la información que pueden aportar estos SLW bajos es menor que los niveles de remanso, puesto que se sitúan entre dos y cuatro metros bajo la superficie de la lámina de agua. No obstante, pueden resultar marcadores interesantes en ausencia de otro tipo de depósitos, aunque sería necesario profundizar más en su génesis con el objeto de ajustar con mayor seguridad la diferencia que representan respecto al máximo de la crecida.

Columna	Posición (1)	Nivel <i>flotsam</i> (metros sobre el lecho)	Cota del SLW bajo (metros sobre el lecho)
PLCEA-SLWb	Medio-alto	20,3	18
PLCA1-SLWb-3	Alto	19,7	~ 17
PLCA1-SLWb-2	Medio-alto		~ 15,5
PLCA1-SLWb-1	Medio-bajo		~ 12
PLCA2-SLWb-3	Alto	26,3	~ 24
PLCA2-SLWb-2	Medio-alto		~ 22
PLCA2-SLWb-1	Bajo		~ 18
PLSLWb-8	Alto	~ 20	¿19?
PLSLWb-7	Medio-bajo	~ 20	¿16?

**Tabla 3-4. Columnas de SLW bajos con su posición relativa (1) dividida en alta, media y baja respecto al máximo. Cota aproximada estimada respecto al máximo**

### 3.5.3.2 Depósitos de remanso de paleocrecidas

A continuación se describirán los principales depósitos de remanso encontrados en los diferentes cortes de PDL que se interpretan como restos de paleocrecidas por la cota a la que se encuentran.

#### *Corte del Arroyo de las Limas (CAL)*

Se trata del corte más alto del tramo modelizado. Localizado en la confluencia del arroyo de las Limas con el río Guadiana, situándose en la margen izquierda del río principal alrededor de 1000 m aguas arriba de la estación de aforos (Figuras 3-29 y 3-30). Es una acumulación de varios lugares de depósito en un ambiente sedimentario de zona de remanso por creación de un remolino (*eddy*) idóneo para la formación de depósitos de SLW debido a varios factores: (1) está en una sección estable y en la confluencia de un afluente del río Guadiana, el arroyo de las Limas, (2) el ángulo de confluencia es adecuado, puesto que es casi ortogonal (Kochel y Baker, 1988) y, (3) una morfología idónea de cañón encajado en el sustrato para el depósito de los materiales finos. En ambas orillas del Arroyo de las Limas, y a escasos metros en la horizontal del río Guadiana se han realizado varios cortes, que han sido denominados: PLCAL0, PLCAL1, PLCAL2, en la margen derecha del Arroyo de las Limas y, PLCAL3 y PLCAL4, sobre la margen izquierda.

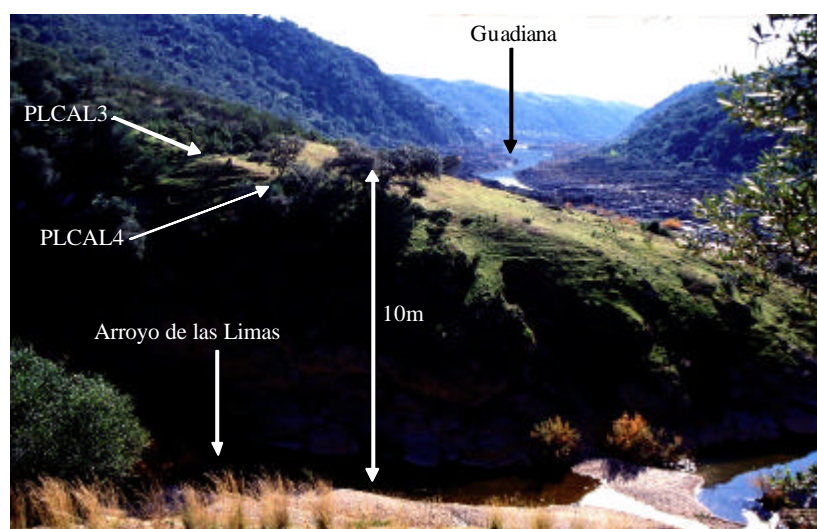


Figura 3-29. Vista general de la situación de los depósitos de SLW sobre la margen izquierda del Arroyo de las Limas, a más de 10 metros sobre éste

Los espesores de los depósitos son variables en función de la margen donde nos encontremos. Mientras que la margen derecha presenta columnas pequeñas y en forma de recubrimiento o *drape*, posiblemente como resultado de una erosión en los depósitos antiguos de SLW, la margen derecha posee columnas de potente espesor y abundantes depósitos formados por remolinos (*eddy bars*), en situaciones de crecida.

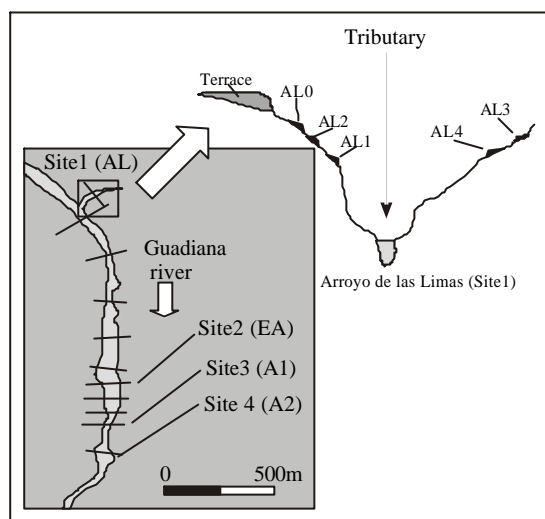


Figura 3-30. Localización de los depósitos del corte del Arroyo de las Limas

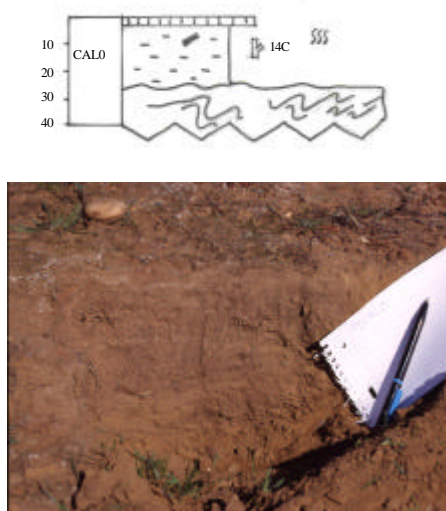


Figura 3-31. Columna estratigráfica y fotografía del depósito PLCAL0

#### Columna PLCAL0

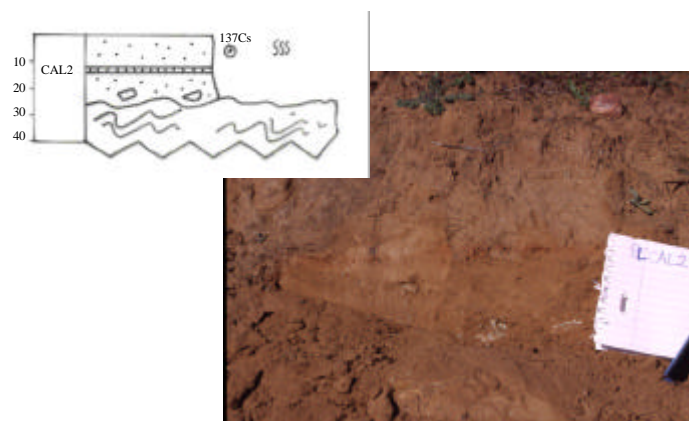
Se localiza en la margen derecha del Arroyo de las Limas, en la zona más alta, muy cercana, (unos cuatro metros) a un nivel de terraza de Río Guadiana. Es el depósito más



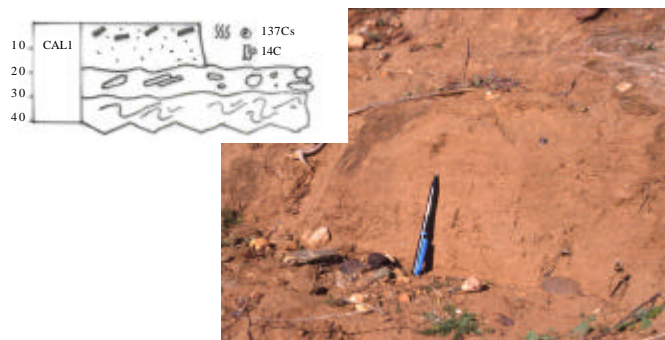
elevado de este corte lo que hace suponer que podría pertenecer a una de las mayores crecidas ocurridas en la zona. No existe una correspondencia topográfica con ningún otro nivel en todo el tramo. El corte (Figura 3-31) tiene pequeño espesor, unos 26 cm, y un solo nivel de depósito apoyado sobre la roca. Lo forman limos de color amarillo muy endurecidos por la presencia de carbonato y con restos de materia orgánica. El espesor total es de 22 cm. A techo del depósito existe una costra carbonática de 4 cm de espesor y color blanco.

### *Columna PLCAL2*

Localizada también en la margen derecha, se dispone en forma de recubrimiento sobre el sustrato rocoso con espesor pequeño, de unos 25 cm (Figura 3-32). Formado por arenas finas con presencia de materia orgánica. A unos 14 cm de la base hay un nivel de encostramiento de color rojizo, que pudiera suponer el límite entre dos depósitos diferentes. Este aspecto no se ha podido comprobar mediante dataciones ni otras pruebas estratigráficas. Las arenas están bastante endurecidas.



**Figura 3-32. Columna estratigráfica y fotografía del depósito PLCAL2**



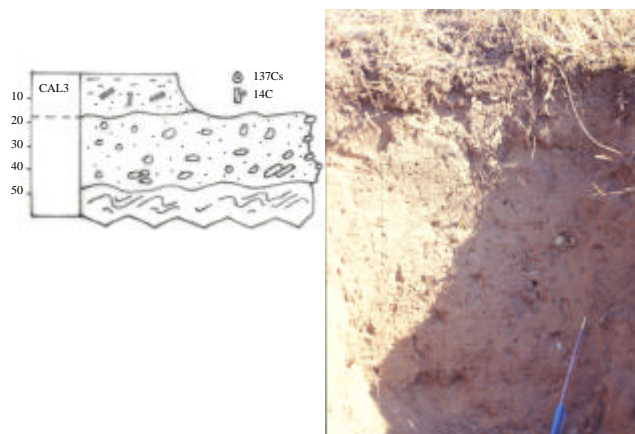
**Figura 3-33. Columna estratigráfica y fotografía del depósito PLCAL1**

#### *Columna PLCAL1*

El tercero de los cortes de la margen derecha del Arroyo de las Limas; esta columna es la más baja de las descritas. El espesor es de unos 26 cm y solo contiene un nivel de SLW formado por arenas finas de color amarillento de 18 cm y abundante materia orgánica (Figura 3-33). En su base tiene un coluvión muy poco potente.

#### *Columna PLCAL3*

Es la más alta de las encontradas sobre la margen izquierda del Arroyo de las Limas y supone la zona más alta de depósito de *eddy bar*. La morfología del depósito da un replano y no un recubrimiento como los de la margen derecha. Presenta un solo nivel de depósito y otro de coluvión, siendo el espesor total de la columna de 46 cm. El SLW lo forman arenas de tamaño fino-medio con muchos restos de materia orgánica y limos a techo (Figura 3-34). El conjunto alcanza los 16 cm de espesor. El coluvión es más potente, treinta centímetros, y lo forman arenas medias con cantos de pequeño tamaño que se apoyan sobre el sustrato rocoso.



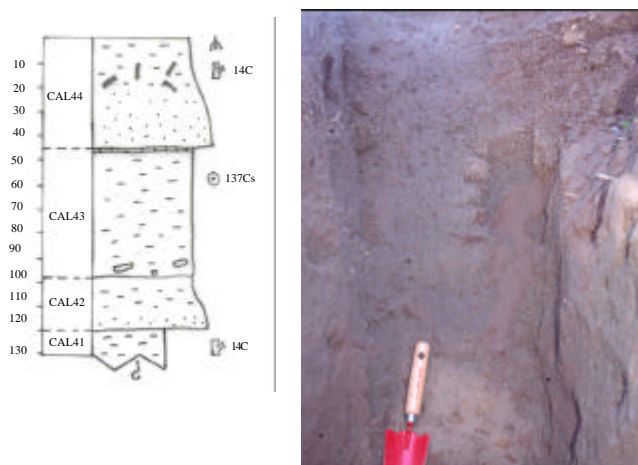
**Figura 3-34. Columna estratigráfica y fotografía del depósito PLCAL3**

#### *Columna PLCAL4*

Constituye la mejor sección de todo el corte. Se sitúa en la margen izquierda del arroyo, a pocos metros bajo la columna anterior. Es una zona de mucho depósito que alcanza en esta columna los 130 cm de espesor (Figura 3-35). Presenta varios niveles diferentes de



SLW (al menos tres bien diferenciados y otro posible). El nivel más bajo (PLCAL41) lo forman arcillas y limos. Sobre él se dispone un segundo nivel de SLW (PLCAL42) formado por limos y arena fina de 22 cm de espesor y sin estructuras ni materia orgánica observable. El tercer nivel (PLCAL43) lo forman limos oscuros de al menos 53 cm de espesor, el límite con el siguiente depósito de SLW no es muy claro, quedando marcado por la presencia de un nivel rojizo dentro de los limos. Sobre este nivel, continúa un material limoso arenoso de 45 cm de espesor y materia orgánica abundante, que se ha denominado PLCAL44.



**Figura 3-35. Columna estratigráfica y fotografía del depósito PLCAL4**

### ***Corte de la Estación de Aforos (CEA)***

El corte se encuentra sobre la margen izquierda del río Guadiana dentro de un medio deposicional de expansión típico, producido por la presencia de un afloramiento de pizarras de gran envergadura en la margen izquierda, que se abre aguas abajo. Al final del estrechamiento existe una zona amplia de ensanche de la ladera que favorece el depósito. La margen derecha presenta una morfología más abierta que no obliga a las aguas a constreñirse totalmente (Figura 3-36).

Los depósitos se localizan aguas arriba de la estación de aforos de Pulo do Lobo, que da nombre al corte. En esta zona se han encontrado varios niveles de depósito, pero sólo se han estudiado los más altos, puesto que los inferiores llegan a presentar incluso estructuras tractivas y material arenoso, lo que indica un medio deposicional de mayor energía.

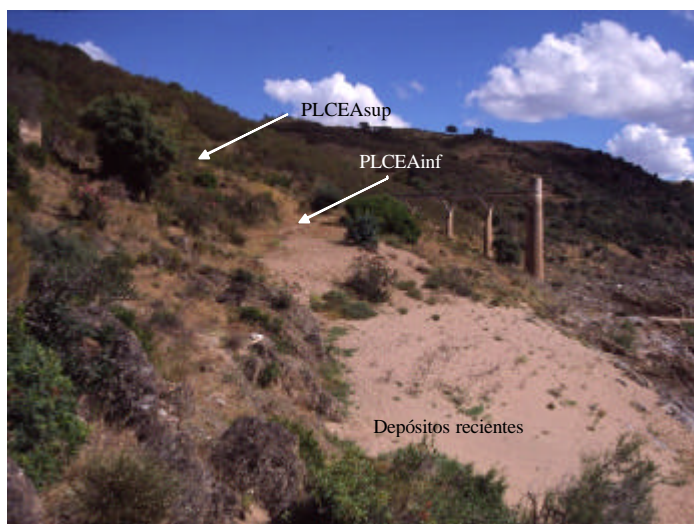


Figura 3-36. Situación de las columnas en el corte de la estación de aforo

### Columna PLCEA6

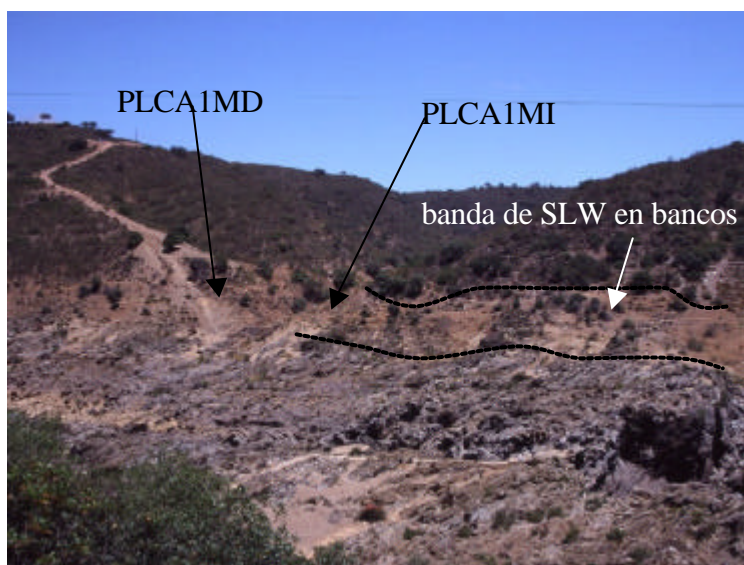
La columna presenta dos niveles de depósitos de SLW separados por un nivel de coluvión. El primer nivel (PLCEA61) se sitúa sobre un sustrato coluvionado de espesor indeterminado; este nivel de depósito tiene 23 cm de espesor y lo forman limos y arenas finas de color oscuro (Figura 3-37). Se trata del nivel inferior de la columna. El segundo nivel (PLCEA62), lo forman arenas y limos de tamaño fino, más gruesas que el nivel basal y con mayor presencia de cantos de coluvión dispersos. También aparece en este nivel abundante materia orgánica. El espesor es de 25 cm. Separando a los dos niveles hay un coluvión de aproximadamente 6 cm de espesor, no muy potente y mal desarrollado.



Figura 3-37. Columna estratigráfica y fotografía del depósito PLCEA6

### **Corte del Arroyo 1 (CA1)**

Aguas abajo de la estación de aforo, sobre la margen izquierda del río Guadiana existe un pequeño afluente (Arroyo 1 ó Arroyo do Pulo) sobre el que se depositan de nuevo secuencias de SLW asociadas a un medio de tipo remanso y remolinos. El arroyo presenta una elevada pendiente sobre todo en su tramo final y una cuenca de recepción pequeña (Figura 3-38). Este afluente aparece encajado en el sustrato rocoso, describiendo meandros y en ocasiones saltos que originan cascadas.



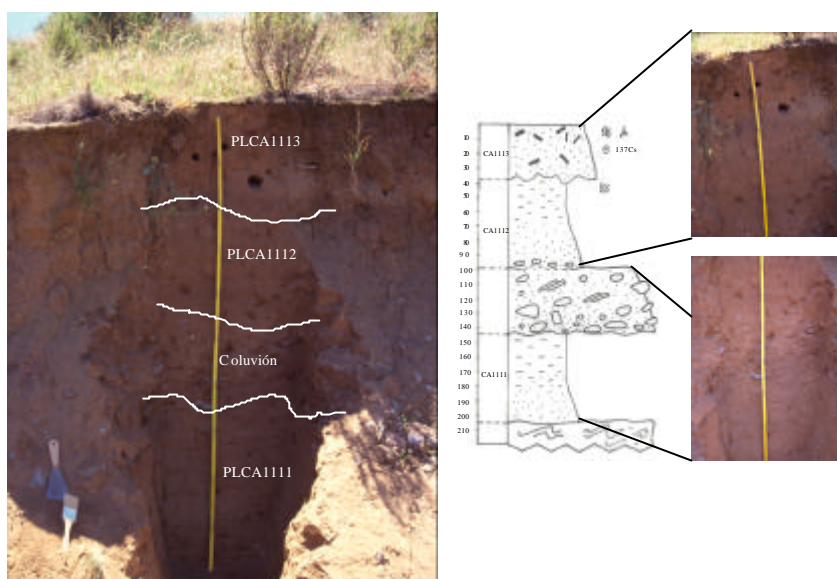
**Figura 3-38. Localización de las dos zonas de depósito de SLW en el corte del PLCA1**

El corte se encuentra muy cercano (aguas arriba) a la zona de *knickpoint*, con un cambio repentino de pendiente de 16 m de altura, que forma una cascada. Los depósitos se encuentran en ambas márgenes del arroyo, con especial desarrollo en la margen izquierda, tal y como ocurría con el Arroyo de las Limas. Los cortes analizados son: PLCA1MDS sobre la margen derecha, y en la margen izquierda PLCA17, PLCA111 y PLCA18.

### **Columna PLCA111**

Situada en la margen izquierda, es la columna más representativa de toda el área, con un importante espesor de sedimentos, que supera los dos metros. Estos depósitos no son los

más altos, apareciendo una columna aun más elevada (PLCA17). Presenta tres niveles de SLW: PLCA1111, PLCA1112 y PLCA1113, y uno de coluvión.

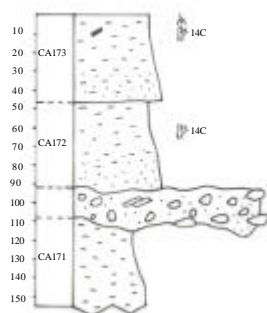


**Figura 3-39. Fotografía del corte PLCA111 y los diferentes niveles de SLW encontrados (izquierda). Columna estratigráfica y detalle fotográfico del depósito PLCA111 (derecha)**

El depósito estratigráficamente más antiguo (PLCA1111) está formado por arenas muy finas y limos, con un espesor de 60 cm (Figura 3-39). Se apoya en la base sobre el sustrato rocoso formado por pizarras y en el techo queda truncado por un nivel de coluvión con espesor variable (cercano a los 47 cm) formado por cantos de pizarras de naturaleza angular entremezclados con arenas finas y medias. Los cantos se encuentran imbricados según la dirección de la pendiente. Sobre él se encuentra un nuevo depósito (PLCA1112), formado por arenas y limos muy finos de color ocre claro y abundante bioturbación que no permite observar ninguna estructura. Existen algunos cantos en la base, procedentes del nivel coluvionado anterior. El espesor es de 60 cm. El tercero de los niveles (PLCA1113) lo forman arenas de tamaño medio-fino, con niveles de materia orgánica abundantes y una gran bioturbación de anélidos y raíces; también se han localizado varios nidos de abejarucos. El color es amarillento, y el espesor es de unos 37 cm. El límite entre PLCA1112 y PLCA1113 es erosivo y bastante neto.

#### *Columna PLCA17*

La más alta de las columnas del Arroyo 1. Se sitúa sobre la columna PLCA111 en la misma margen izquierda del arroyo y posee un buen espesor de depósito. Presenta tres niveles de SLW y uno de coluvión de la ladera. El límite entre los depósitos superiores es bastante impreciso. El primero de los depósitos situado en la base de la columna, PLCA171, tiene 45 cm de potencia y lo forman unos limos y arcillas oscuros-pardos bastante homogéneos (Figura 3-40). A techo de los mismos aparece un nivel de coluvión con cantos heterogéneos y de espesor variable que separan las unidades 1 y 2. La segunda unidad (PLCA172) tiene 45 cm de espesor y está formada por unos limos oscuros y homogéneos muy parecidos a la unidad anterior. El grado de compactación es mayor, quizás debido a la presencia de carbonato en el depósito. Los últimos 45 cm de la columna lo forman unos limos que pudieran ser diferentes a la unidad anterior; se han denominado PLCA173, incluyéndolos dentro de una nueva unidad debido a su diferente aspecto visual (color algo más rojizo), y por su naturaleza más arenosa. En este último nivel aparece de forma dispersa materia orgánica.



**Figura 3-40. Columna estratigráfica del depósito PLCA17**

#### *Columna PLCA18*

Se sitúa muy cerca de la anterior, representando una variación lateral de la columna CA111, por esta razón no se ha empleado como otro nivel a considerar ni se ha datado, puesto que podría tratarse estratigráficamente de los mismos niveles que los encontrados en el corte PLCA111. En esta columna no queda reflejado el nivel de coluvión entre PLCA1111 y PLCA1112, y muy posiblemente queden fundidos los dos niveles en uno. Sí que aparece bien definido el nivel PLCA1113, formado por unas



características arenas amarillentas y de tamaño mayor a los limos de la base (Figura 3-41).

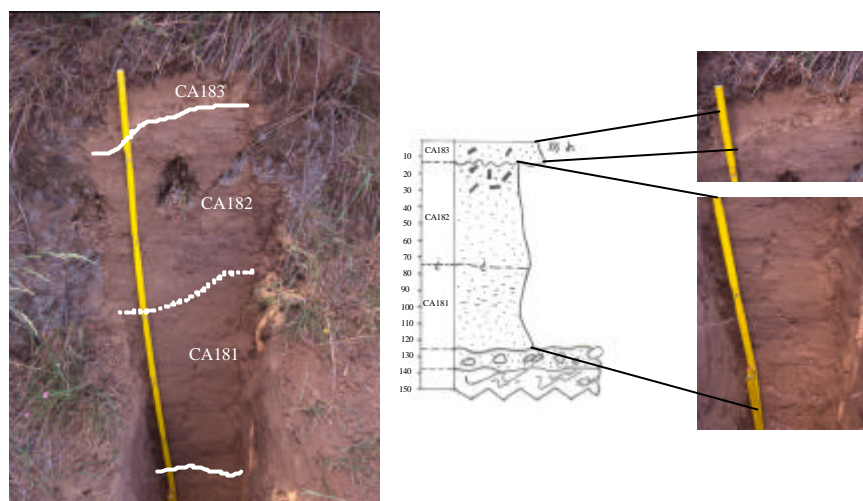


Figura 3-41. Columna estratigráfica y detalle fotográfico del depósito PLCA18

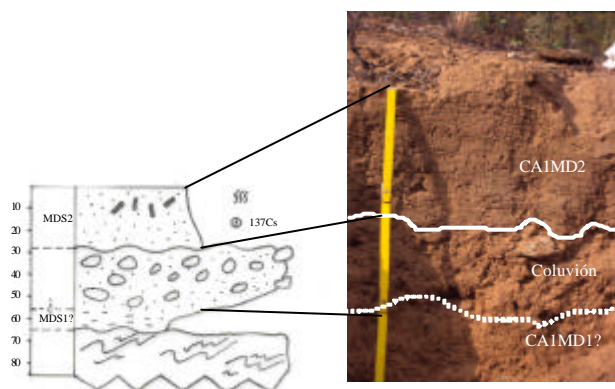


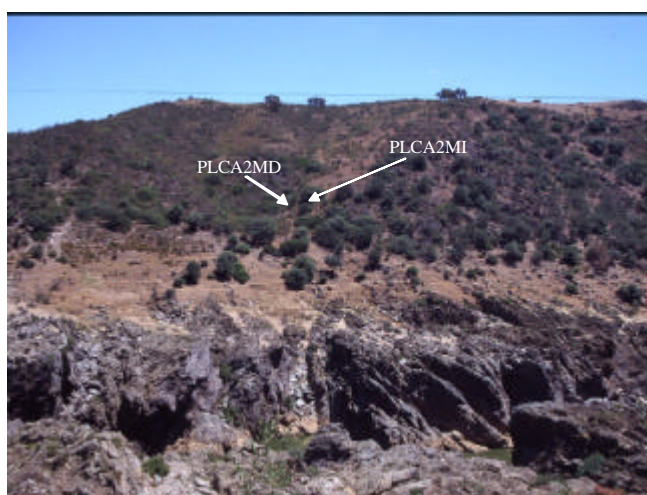
Figura 3-42. Columna estratigráfica y detalle fotográfico del depósito PLCA1MDS

#### *Columna PLCA1MDS*

En la margen derecha del arroyo se encuentra éste corte, el más alto de los depósitos presentes en esta margen. Presenta un solo nivel claro de SLW, formado por arenas finas de color amarillo y 25 cm de espesor, muy bioturbadas y con presencia de materia orgánica (Figura 3-42). En la base del depósito hay un nivel nítido de coluvión que va ganando en matriz arenoso-limosa hacia la base. Los cantos aparecen más dispersos, siendo el espesor total del depósito de unos 35 cm. A la base del coluvión encontramos pizarras del sustrato rocoso.

### ***Corte del Arroyo 2 (CA2)***

Aguas abajo de la zona de cascada, nuevamente a la salida de un afluente de la margen izquierda del río Guadiana, se encuentra el corte del arroyo 2. El afluente tiene elevada pendiente y queda colgado sobre la llanura de inundación a la que desemboca en un cauce irregular que discurre por la plataforma rocosa (Figura 3-43). Se encuentra a la altura del tramo del Guadiana una vez pasada la cascada, y ya dentro del cañón de unos 16 m de altura. Por la especial configuración del arroyo, el medio deposicional se trata más bien de una zona de remanso que un gran remolino.

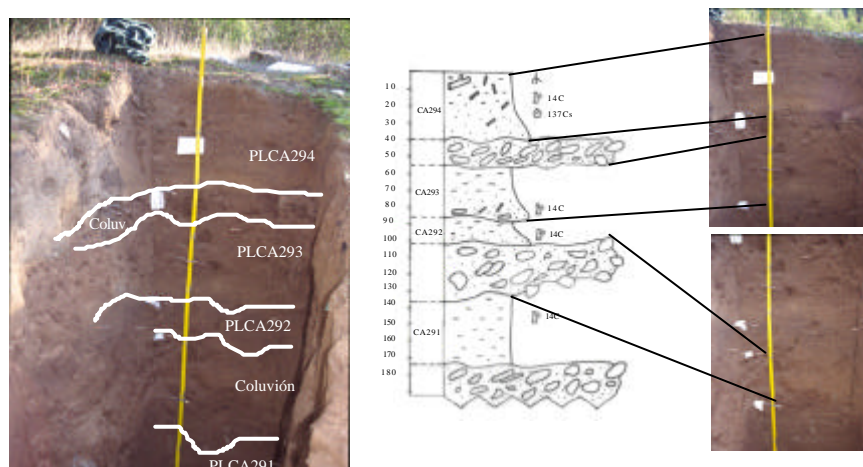


**Figura 3-43. Situación de las columnas del corte PLCA2, en su margen derecha e izquierda**

#### ***Columna PLCA29***

Situada en la margen izquierda, aparecen cuatro niveles diferentes de depósitos de SLW, en su mayoría separados por coluvión y formados por el doblete arena - limo. El corte completo tiene un espesor total de 116 cm (Figura 3-44). El primer nivel a techo de la columna es el PLCA294, de unos 40 cm de espesor; lo forman unas arenas finas amarillentas en la base, de unos 10 cm de espesor, que pasan en la vertical a limos de color amarillento y con mucha abundancia de carbón vegetal. En algunos casos se han recogido muestras de ramas de árboles. Un nivel de coluvión de unos 13 cm lo separa del PLCA293. Este nivel lo forman cantos angulosos de pizarras de tamaño variado, que se disponen paralelos a la topografía. El espesor del nivel es muy variable. El segundo nivel (PLCA293), presenta un espesor de 28 cm y dos partes diferenciadas, una arenosa basal de 15 cm que da paso a techo a un nivel de limos oscuros. No hay presencia

visible de materia orgánica. El contacto entre éste nivel y el siguiente, estratigráficamente inferior, no es en forma de coluvión, sino que se apoyan uno sobre el otro. En algunas zonas del contacto existen cantos dispersos como si de un coluvión incipiente se tratase. Esto podría indicar que no ha existido demasiado tiempo entre estos dos eventos para que se forme un coluvión con entidad. El tercer nivel (PLCA292) es el menor en espesor de los cuatro depósitos, tan solo 16 cm y presenta también una disposición en doblete siendo la capa limo-arenosa de muy poco espesor; sobre ella hay unos limos oscuros y sin materia orgánica visible. Entre el tercer nivel y el cuarto existe un importante depósito de coluvión muy potente (23 cm) y con variaciones laterales importantes en su espesor, hasta los 30 cm. El cuarto nivel (PLCA291) es el único que no posee un depósito arenoso en la base; lo forman limos y arcillas oscuras de bastante espesor, alrededor de 37 cm. En la base de este último nivel encontramos un nuevo coluvión de espesor indeterminado.



**Figura 3-44. Fotografía del corte PLCA29 y los diferentes niveles de SLW encontrados (izquierda) y columna estratigráfica y detalle fotográfico del depósito PLCA29 (derecha)**

### *Columna PLCA213*

Situada en la margen derecha del Arroyo 2 y a pocos metros de la columna PLCA29. En ésta margen la ladera es más pendiente y abundan los coluviones. El tamaño y espesor de los depósitos es menor en ésta columna de la margen derecha. El espesor total es de 71cm y aparecen tres secuencias de SLW separadas por niveles de coluvión (Figura 3-45). No se distinguen bien los dobletes arena fina-limo. El primer nivel (PLCA2133) lo



forman arenas amarillas de tamaño fino 11 cm de espesor y correlacionables con el nivel PLCA294 de la columna PLCA29. Presentan abundante materia orgánica. Separando este nivel hay un fino coluvión, muy poroso y con cantos, que parece ser un paleosuelo incipiente. Los cantos son pequeños y angulares y el espesor variable. El segundo nivel (PLCA2132), de 10 cm de espesor, lo forman limos muy oscuros, casi negros. Entre éste nivel y el siguiente (PLCA2131) hay un coluvión más o menos potente, en torno a los 20 cm, con cantos angulares. Este nivel podría ser el coluvión encontrado en la columna PLCA29 separando los niveles PLCA291 y PLCA292. El tercer nivel (PLCA2131) está formado por limos y arcillas grises rojizos de espesor importante, unos 25 cm, y sin doblete aparente. A la base de la columna hay un nivel de coluvión de espesor indeterminado.

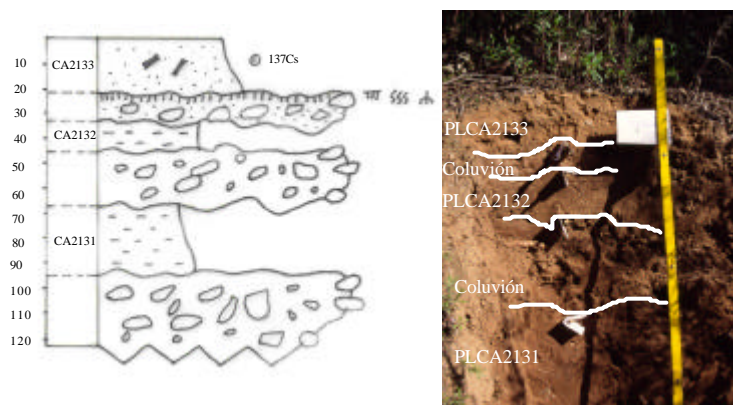


Figura 3-45. Columna estratigráfica y detalle fotográfico del depósito PLCA213

### 3.5.4 Dataciones absolutas

Los resultados ofrecidos por el  $^{137}\text{Cs}$  en la zona de estudio muestran un total de cinco muestras con valores de cero, es decir no existe contaminación de los sedimentos y su edad ha de ser anterior a 1955 (Tabla 3-5). Las otras cuatro muestras datadas han ofrecido valores muy bajos en tres de ellas (inferiores a  $0,05 \pm 0,01$  pCi/gr) lo cual indica que son anteriores a 1955 y presentan valores bajos posiblemente por contaminación por agua de lluvia.

Solamente una muestra presenta un valor alto de  $^{137}\text{Cs}$  ( $0,13 \pm 0,01$  pCi/gr) que indica una edad posterior a 1955 o contaminación alta. Como se verá posteriormente para el

tramo del Estrecho de las Hoces, creemos que muchos de los depósitos están contaminados por aguas pluviales.

Muestra	Número GEOCISA	Actividad del $^{137}\text{Cs}$ (pCi/gr)	LID	Resultado
PLCAL1	GEO-47	0,13±0,01	0,01	Moderna (>1955)
PLCAL2	GEO-48	0,05±0,01	0,01	<1955
PLCAL3	GEO-49	0	0,02	<1955
PLCAL43	GEO-9	0	0,01	<1955
PLCEA62	GEO-6	0,05±0,01	0,01	<1955
PLCA1MD	GEO-50	0	0,02	<1955
PLCA1113	GEO-5	0	0,02	<1955
PLCA294	GEO-7	0	0,04	<1955
PLCA2133	GEO-8	0,05±0,01	0,04	<1955

**Tabla 3-5. Valores obtenidos para las dataciones por Cesio-137**

También se ha obtenido la edad radiométrica mediante  $^{14}\text{C}$  de trece muestras, de las cuales en siete se ha realizado un análisis convencional y en seis se ha aplicado el método AMS (Tabla 3-6). Los resultados son en general coherentes, con edades menores en los depósitos más altos estratigráficamente dentro de una misma columna, excepto en el caso del PLCA291 y PLCAL41 que se comentará más adelante. Existen algunos problemas con los resultados ofrecidos por el método convencional, puesto que debido a la necesidad de mayor cantidad de muestra y a su menor precisión, dan resultados más modernos.

En algún caso, como en la muestra PLCA294, el análisis convencional aportó edades incoherentes con la secuencia estratigráfica y su posición; puesto que no existían inundaciones en época moderna de semejante magnitud (a partir de 1950 el registro instrumental e histórico es bastante completo) por lo que supusimos que había ocurrido un problema en la toma de muestra, posiblemente con menor materia orgánica de la

necesaria y se procedió a realizar un nuevo análisis, que dio resultados diferentes al primero y más coherentes.

Muestra	Número BETA	Tipo	Edad medida del radiocarbono	Ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Edad convencional del radiocarbono	Edad Calibrada 2s (AD)	Edad Calibrada 1s (AD)
PLCALO	143410	Conv.	270 $\pm$ 60 BP	-23,1 <sub>0/00</sub>	300 $\pm$ 60 BP	1450-1675 1775-1800 1940-1945	1500-1655
PLCAL1	131869	Conv.	100,4 $\pm$ 0,6% modern	-25,0 <sub>0/00</sub>	100,4 $\pm$ 0,6% modern	Moderna	Moderna
PLCAL3	143411	AMS	3230 $\pm$ 40 BP	-23,2 <sub>0/00</sub>	3260 $\pm$ 40 BP	1625-1435 BC	1540-1500 BC
PLCAL44	131870	Conv.	130 $\pm$ 60 BP	-25,0 <sub>0/00</sub>	130 $\pm$ 60 BP	1650-1955	1670-1780 1795-1955
PLCAL41	143412	AMS	70 $\pm$ 40 BP	-23,2 <sub>0/00</sub>	90 $\pm$ 40 BP	1675-1765 1800-1940 1945-1955	1690-1730 1810-1925 1950-1955
PLCEA62	131872	Conv.	60 $\pm$ 60 BP	-25,0 <sub>0/00</sub>	60 $\pm$ 60 BP	1675-1775 1800-1940 1945-1955	1695-1725 1815-1920 1950-1955
PLCA173	131871	Conv.	60 $\pm$ 50 BP	-25,0 <sub>0/00</sub>	60 $\pm$ 50 BP	1680-1745 1805-1935 1945-1955	1700-1720 1820-1835 1880-1915 1950-1955
PLCA172	143413	AMS	280 $\pm$ 30 BP	-24,3 <sub>0/00</sub>	290 $\pm$ 30 BP	1510-1595 1615-1660	1525-1560 1630-1650
PLCA294 (*)	131868	Conv.	30 $\pm$ 50 BP	-25,0 <sub>0/00</sub>	30 $\pm$ 50 BP	Moderna	Moderna
PLCA294 (*)	140093	Conv.	130 $\pm$ 50 BP	-25,0 <sub>0/00</sub>	130 $\pm$ 50 BP	1660-1955	1675-1775 1800-1940 1945-1950
PLCA293	143416	AMS	690 $\pm$ 40 BP	-24,2 <sub>0/00</sub>	710 $\pm$ 40 BP	1255-1310 1365-1380	1275-1295
PLCA292	143415	AMS	1190 $\pm$ 40 BP	-25,7 <sub>0/00</sub>	1180 $\pm$ 40 BP	765-970	785-895
PLCA291	143414	AMS	60 $\pm$ 40 BP	-23,2 <sub>0/00</sub>	90 $\pm$ 40 BP	1675-1765 1800-1940 1945-1955	1690-1730 1810-1925 1950-1955

**Tabla 3-6. Resultados de las dataciones de los depósitos. Las muestras marcadas con (\*) corresponden a la misma unidad, que ha sido analizada dos veces**

### 3.5.5 Análisis hidráulico de los depósitos de paleocrecidas

El levantamiento topográfico ha sido realizado mediante una estación total. Se han levantado un total de 15 perfiles. Además de éstos se han interpolado otros 14 nuevos

que hacen un total de 29 perfiles, cuya localización se representa en la figura 3-46. La longitud total del tramo es de 1200 m.

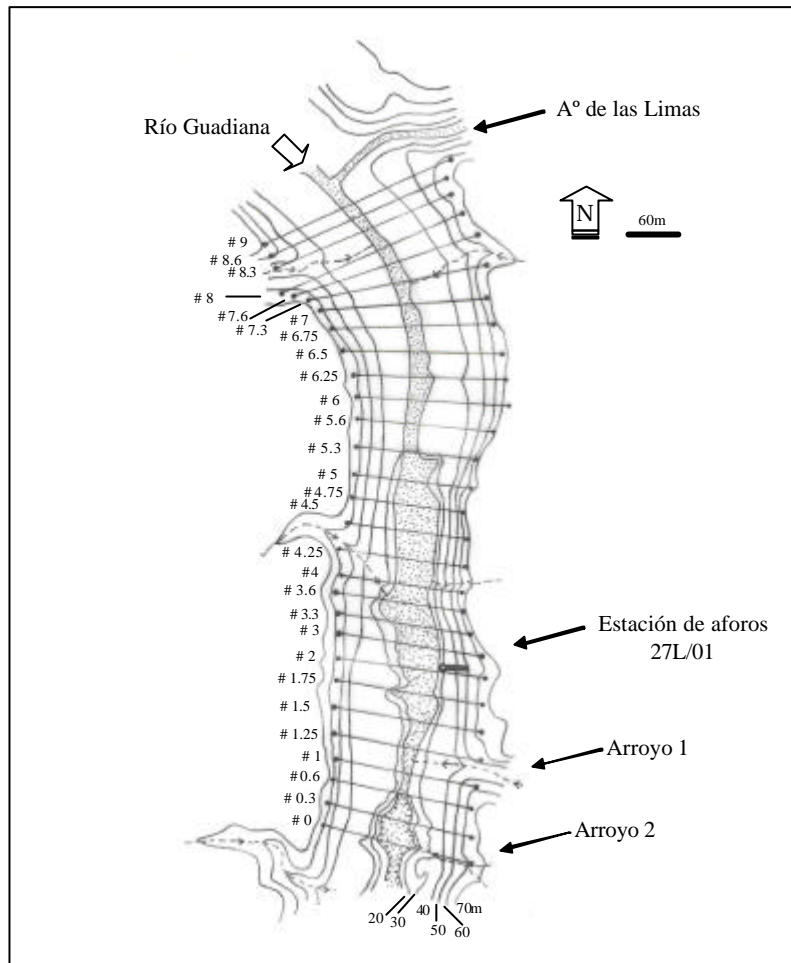


Figura 3-46. Localización de los perfiles en el tramo de Pulo do Lobo

#### 3.5.5.1 Parámetros del modelo: estimación de las pérdidas de carga

Las pérdidas de carga se van a evaluar mediante la estimación del coeficiente de rugosidad (en el canal como en la llanura de inundación) y en las pérdidas de carga locales por contracción y expansión.

Para comenzar la modelización con el programa HEC-RAS es necesario estimar las pérdidas de carga en el canal y en la llanura de inundación, que van a ser evaluadas mediante el método de Cowan (1956). En la estimación del valor de  $n$  de Manning en el canal se van a usar los valores medios de cada uno de los parámetros. Para el valor

básico de rugosidad ( $n_b$ ) se ha empleado la tabla de valores de la FHWA (1984), donde se indica un coeficiente de 0,025 para la roca fresca en cauce liso y un valor de 0.028-0.035 para la grava (entre 2-64 mm) en cauces rectos. El tramo estudiado presenta el canal recubierto de gravas de tamaño variable, entre 0,35 mm y 0,84 mm, dependiendo del año de medida (LNEC, 2002). El valor que hemos adoptado finalmente oscila entre 0,028 y 0.035. En la evaluación de  $n_i$  en el tramo estudiado se ha tenido en cuenta que la irregularidad en la superficie del cauce es grande en los perfiles bajos (presencia del *knickpoint*) y media-alta en los perfiles altos. Dicha irregularidad viene determinada por la presencia de sobreexcavaciones, zonas de *riffle* y salientes rocosos. Se ha tomado un abanico entre 0,02 para los perfiles más irregulares y 0,010 para los menos irregulares. Los cambios en la geometría ( $n_2$ ) del cauce son grandes. En la parte alta, el río tiene una anchura mayor, mientras que el canal en el tramo medio se encaja, luego se expande de nuevo y vuelve a estrecharse fuertemente en el salto. Los cambios se producen de forma brusca, no gradual. Los valores adoptados son: 0,01 (cambios grandes y frecuentes) y 0,006 (alternancias ocasionales). Las obstrucciones en el canal ( $n_3$ ) no son muy importantes en el tramo de estudio, y por tanto se ha considerado un abanico de valores entre 0,005-0,015 (categoría menor, según Chow, 1959). La vegetación en el canal del río Guadiana ( $n_4$ ) dentro del tramo de estudio es prácticamente insignificante, sobre todo a efectos de perturbación en grandes crecidas. Los valores adoptados son: 0,002-0,010, influencia pequeña. La sinuosidad del canal ( $m$ ) se considera irrelevante para la modelización de crecidas, puesto que la mayor parte del flujo circula por la llanura. Se ha adoptado un valor fijo de 1 para todas las secciones.

En la estimación del  $n$  de Manning en la llanura de inundación se ha analizado: la granulometría de los materiales ( $n_b$ ) mediante la fórmula de Strickler, cuando ha sido posible, puesto que la existencia de la terraza rocosa sin apenas material sobre ella, aporta unos valores de ésta variable de 0,020-0,025, tal y como señala Rico (2004) en tramos en roca del río Segre. La llanura de inundación en el tramo presenta un grado de irregularidad ( $n_1$ ) moderada (0,006-0,010). Los surcos y lagunas excavadas sobre la terraza rocosa aparecen aguas abajo del tramo modelizado y no suponen una perturbación en ningún perfil. La influencia de los cambios en forma y tamaño ( $n_2$ ) dentro de las secciones en la llanura, se ha asumido como cero, pues se considera que el río presenta en todos los tramos estudiados una variación de forma muy pequeña. Las

obstrucciones en la llanura ( $n_3$ ) se producen sobre todo en la margen izquierda entre los perfiles 3 al 6. Se le ha otorgado un valor de 0,020-0,030 (apreciable) y para el resto de perfiles de la margen izquierda y toda la margen derecha el valor menor (0,005-0,019). En cuanto a la vegetación ( $n_4$ ), el tramo está casi por completo desprovisto de vegetación en la terraza rocosa y sí existe algo en las laderas, asociada con los propios bancos de SLW y zonas protegidas. Son encinas, jaras y otras plantas de porte arbustivo, que no modificarán demasiado el valor final, pues se encuentran en forma de parches dispersos en las zonas más altas. El valor final adoptado es pequeño según el FHWA (1984), entre 0,001-0,01, según el perfil. El factor de sinuosidad ( $m$ ) no tiene influencia sobre la ecuación puesto que la circulación del flujo se produce para la inundación ocupando la llanura de forma completa, y no existe sinuosidad. El valor adoptado es  $m = 1$ .

Respecto a la estimación de pérdidas de carga locales por contracción y expansión. La zona de estudio presenta algunos puntos donde las márgenes sufren modificaciones en la anchura fundamentalmente por contracción. Debido a esta situación, y dada la baja sensibilidad del modelo a esta variable, se ha empleado un valor de 0,3 y 0,5, fijo para todas las modelizaciones.

#### **3.5.5.2 Calibración del modelo**

La calibración del modelo se ha llevado a cabo mediante el estudio combinado de niveles de detritus (elementos flotantes ó *flotsam*) y la curva de gasto de la estación de Pulo do Lobo.

##### ***Calibración mediante marcadores de la crecida de 1997***

A lo largo de todos los perfiles del tramo modelizado se han recogido marcadores de elementos flotantes o detritus (*flotsam*) procedentes de la última gran crecida, ocurrida en el otoño de 1997. Estos niveles no indican con precisión la posición respecto al calado máximo, pero constituyen una buena herramienta de aproximación. Autores como House y Hirschboeck (1995) los sitúan muy cercanos al nivel máximo de la crecida, pero en ocasiones pueden sufrir sobreelevaciones si existe vegetación que perturbe el flujo en las orillas, aspecto señalado por O'Connor y Webb (1988) y House

y Pearthree (1995). En estos casos esta altura podría ser indicativa de la línea de energía. En cualquiera de los casos, los detritus suponen la mejor aproximación no sistemática para el cálculo de caudales máximos, puesto que se encuentran muy cerca de la altura máxima.

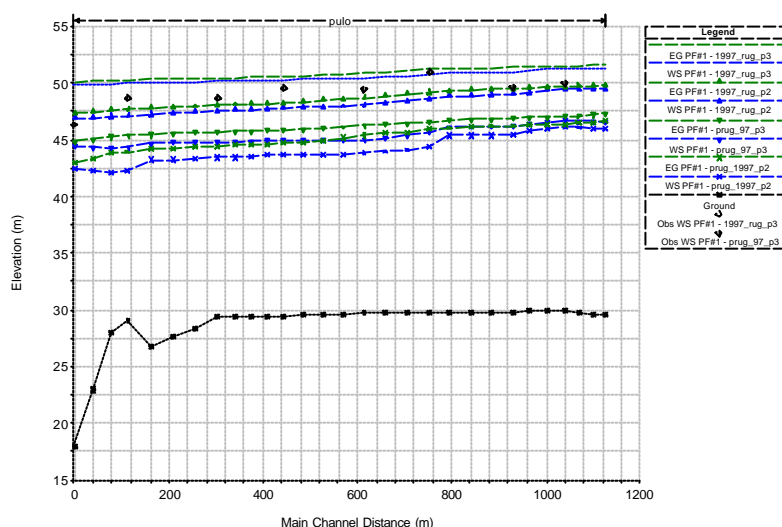
Los niveles de elementos flotantes encontrados son trozos de maderas y ramas acumuladas a niveles muy altos y que pertenecen a la crecida de 1997. Esto se ha contrastado para la estación de aforo de Pulo do Lobo, donde la altura registrada de dicha crecida fue de 20,5 m, mientras que los niveles de ramas alcanzaron los 19,3 m, 1,2 m menos que el aforo, un rango de variación aceptable. En el resto de los perfiles, los niveles recopilados de detritus son los que se muestran en la tabla 3-7. Estos niveles son los que van a constituir la base de la calibración y por ello se realizó una valoración de la fiabilidad en cada punto en base a criterios como existencia de perturbaciones en la rugosidad de la sección. Según los resultados de algunos autores, los SLW y en algunas ocasiones los paleoindicadores (como líneas de detritus) muestran cotas sensiblemente inferiores a las alcanzadas por las aguas, en algunos casos, como el del río Verde (Ely y Baker, 1985), con valores de infraestimación de los caudales de hasta un 15%.

Perfil	Cota absoluta (ms.n.m)	Cota relativa (sobre el fondo)	Fiabilidad
#8	50	20,1	Buena
#7	49,6	19,8	Buena
#6	51	21,2	Buena
#5	49.4	19,7	Buena
#4 (MI)	48,6	19,2	Buena
#4 (MD)	49,5	20,1	Buena
#2 (Estación de aforos)	48.7	19,3	Buena
#1 (CA1)	48,7	19,7	Buena
#0 (CA2)	46,3	26,3	Dudoso, posible perturbación cascada

**Tabla 3-7. Niveles de agua observados mediante elementos flotantes**

Los resultados de la calibración mediante HEC-RAS en los diferentes niveles se muestran en la figura 3-47. Donde se representan varias opciones para el caudal aforado de 1997. Dichas opciones son P3 y P2, que se diferencian en la pendiente empleada para la línea de energía (0,0005 en el primero y 0,001 para el segundo). Para cada una de las dos opciones hemos empleado dos tipos de rugosidad resultantes del análisis mediante el método de Cowan: rug (opción rugosa) y prug (opción poco rugosa).

Al realizar los ajustes únicamente utilizando los niveles de detritus consignados en el campo, la calibración se ajusta mejor para la opción rugosa, mientras que la opción menos rugosa no ajusta bien. En cuanto a la pendiente empleada, el ajuste parece ser similar para las dos pendientes, no resultando en cambios significativos.



**Figura 3-47. Calibración de la crecida de noviembre de 1997 (7240 m<sup>3</sup>/s) mediante marcadores observados (? elementos flotantes). Las dos variables modelizadas son: rugosidad alta (rug) y baja (prug), pendiente de 0,001 (P2) y 0,00055 (P3). En verde pendiente de la línea de energía (EG) en azul pendiente de la superficie de agua (WS)**

### *Calibración con los datos de aforo*

El segundo de los métodos empleados para la calibración del modelo hidrológico es el empleo de la estación de aforo de Pulo do Lobo (Figura 3-48). Dicha estación se encuentra dentro del tramo modelizado y por tanto su idoneidad es grande, además de tener un registro de caudales máximos instantáneos desde 1946, lo que facilita una mejor calibración de las curvas de gasto. El hecho de tener datos de hace más de 50

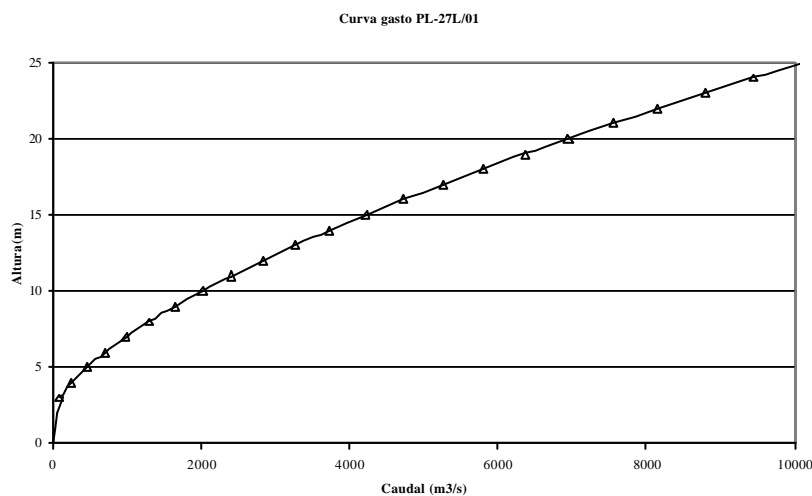


años ha permitido recoger los valores de las crecidas más importantes anteriores al funcionamiento de los grandes embalses en España, incluyendo la crecida excepcional de 1947 y otras crecidas posteriores a la construcción de los mismos (como la de 1997, de donde proceden los marcadores de niveles de crecida descritos en el apartado anterior). La curva de gasto de la estación (SNIHR, página web) emplea cuatro ecuaciones básicas, de las cuales hemos usado una por ser la última propuesta por el SNIHR y con validez para la última inundación (1997).

La ecuación de gasto es la siguiente:  $Q = 81,11187 \cdot (h - 1,931)^{1,53749}$

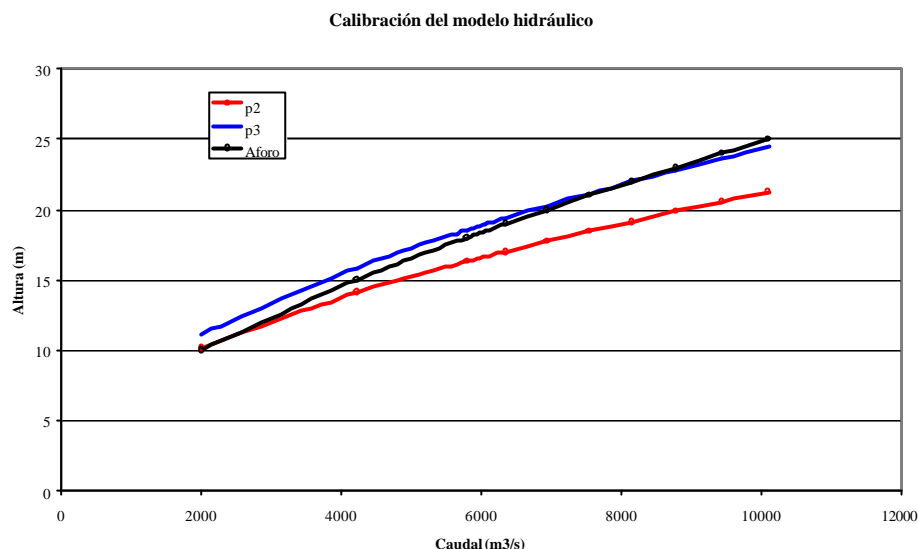


**Figura 3-48. Estación de aforo 27L/01 de Pulo do Lobo. En la fotografía izquierda puede verse una vista con caudal normal. En la derecha durante la crecida de diciembre-enero de 1997, ya en aguas bajas**



**Figura 3-49. Curva de gasto de Pulo do Lobo empleando la curva 4. (Fuente: SNIHR)**

La curva de gasto empleada (Figura 3-49) cubre un intervalo que “teóricamente” llega a los 25 m de altura, aunque el hecho es que para crecidas superiores a 22 m la estación no puede medir. Por encima de esta cota la estación es sobrepasada por las aguas e inservible como aforador de caudales.



**Figura 3-50. Calibración del modelo hidráulico en base a la estación de aforo 27L/01. La curva P2 supone condiciones de rugosidad alta y condición de contorno  $n=0.001$ , la curva P3 supone una rugosidad alta y condición de contorno de  $n=0.00055$**

Para la calibración mediante la curva de gasto se ha empleado como test de sensibilidad: en primer lugar la rugosidad de Manning ( $n$ ) obtenida en apartados anteriores, en sus dos extremos rugoso (rug) y poco rugoso (prug), y en segundo lugar la pendiente de la línea de energía ( $nd$ ) que hemos elegido como condición de contorno. Respecto a la rugosidad, el mejor ajuste ha correspondido a la condición de rugosidad definida como “Cowan rugoso” (rug). El ajuste no es bueno, resultando mejor para la parte alta de la curva. Esta parte es la más interesante para nosotros puesto que las avenidas modelizadas son todas de alta magnitud. La relación entre las dos curvas propuestas se muestra en la figura 3-50. Las dos opciones modelizadas son: P2 ( $0,001$  y rugoso) y P3 ( $0,00055$  y rugoso). El ajuste propuesto mediante las condiciones P3 tiene como desviación media sobre los resultados de la curva de gasto  $0,30$  m en los últimos  $5$  m de curva (entre los  $20$  y  $25$  m); este intervalo es el que corresponde a las avenidas superiores a  $7.000 \text{ m}^3/\text{s}$ . El ajuste según las condiciones P2 ( $nd = 0,001$  y  $n = \text{rugoso}$ ) tiene una desviación media de  $3,5$  m para el mismo intervalo de cota. Los resultados de

la calibración mediante la estación de aforo muestran la idoneidad del modelo P3 sobre el P2, puesto que el ajuste para los valores altos de caudal es mejor.

Finalmente se ha resuelto tomar el modelo P3 como el definitivo, tanto por los resultados de la calibración mediante detritus de la inundación de 1997, como mediante los datos de la estación de aforo. El nivel de error se reduce bastante empleando el modelo de rugosidad alta y según la condición de contorno de pendiente de la línea de energía 0,00055, que está bastante equilibrada con la pendiente del río.

### 3.5.5.3 Estimación de caudales máximos para los SLW

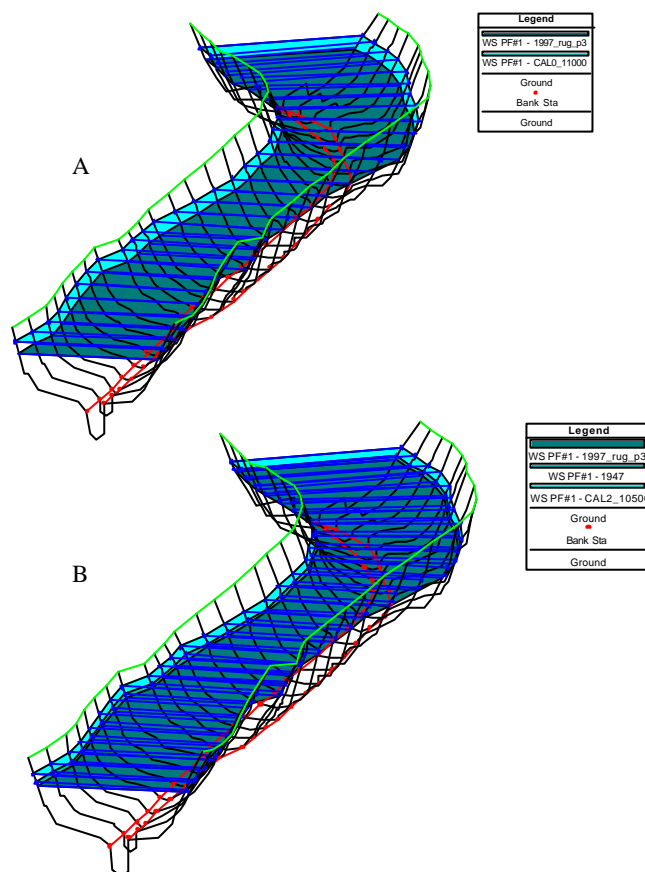
Una vez calibrado el modelo para crecidas de alta magnitud, se calculará el caudal máximo que ajusta mejor con el techo de los depósitos de SLW encontrados. Para obtener el caudal de cada crecida vamos a realizar un agrupamiento de los SLW en base a su edad radiométrica, estratigráfica según la posición en la columna y cota absoluta, y asignando cuando sea posible estos depósitos con un evento histórico registrado.



**Figura 3-51. Comparación de las mayores crecidas registradas en el río Guadiana en su cuenca baja (zona de Pulo do Lobo)**

Con el objeto de realizar agrupaciones de depósitos, se han incluido en el programa HEC-RAS las alturas de los SLW, procediéndose posteriormente a modelizar con diferentes caudales para el ajuste. Las agrupaciones de los SLW que han resultado son las siguientes (ordenados de mayor a menor caudal): PLCAL0 (PLCA2133), PLCAL2

(PLCA294 y PLCA2132), PLCA293 (PLCA2131), PLCA292, PLCAL3 (PLCA291), PLCAL1 (PLCAL44), PLCA173 (PLCEA62, PLCA1MD, PLCA1113), PLCA172 y PLCA171. Los SLW más bajos procedentes de la crecida de Nov-1997 no han sido modelizados. Los depósitos encontrados en la parte baja de las columnas representan un caudal mínimo de crecida, que casi con toda probabilidad fue mayor al registrado. Por esta razón en las tablas 3-8 y 3-9 las crecidas que figuran con un caudal precedido por el símbolo >, aportan un valor orientativo. Este es el caso de la crecida del nivel PLCA172, segundo nivel de SLW de la columna CA17, que al no tener correlación de edad radiométrica ni topográfica con otros depósitos se le ha asignado una crecida individual con un valor resultante de  $> 8.000 \text{ m}^3/\text{s}$ .

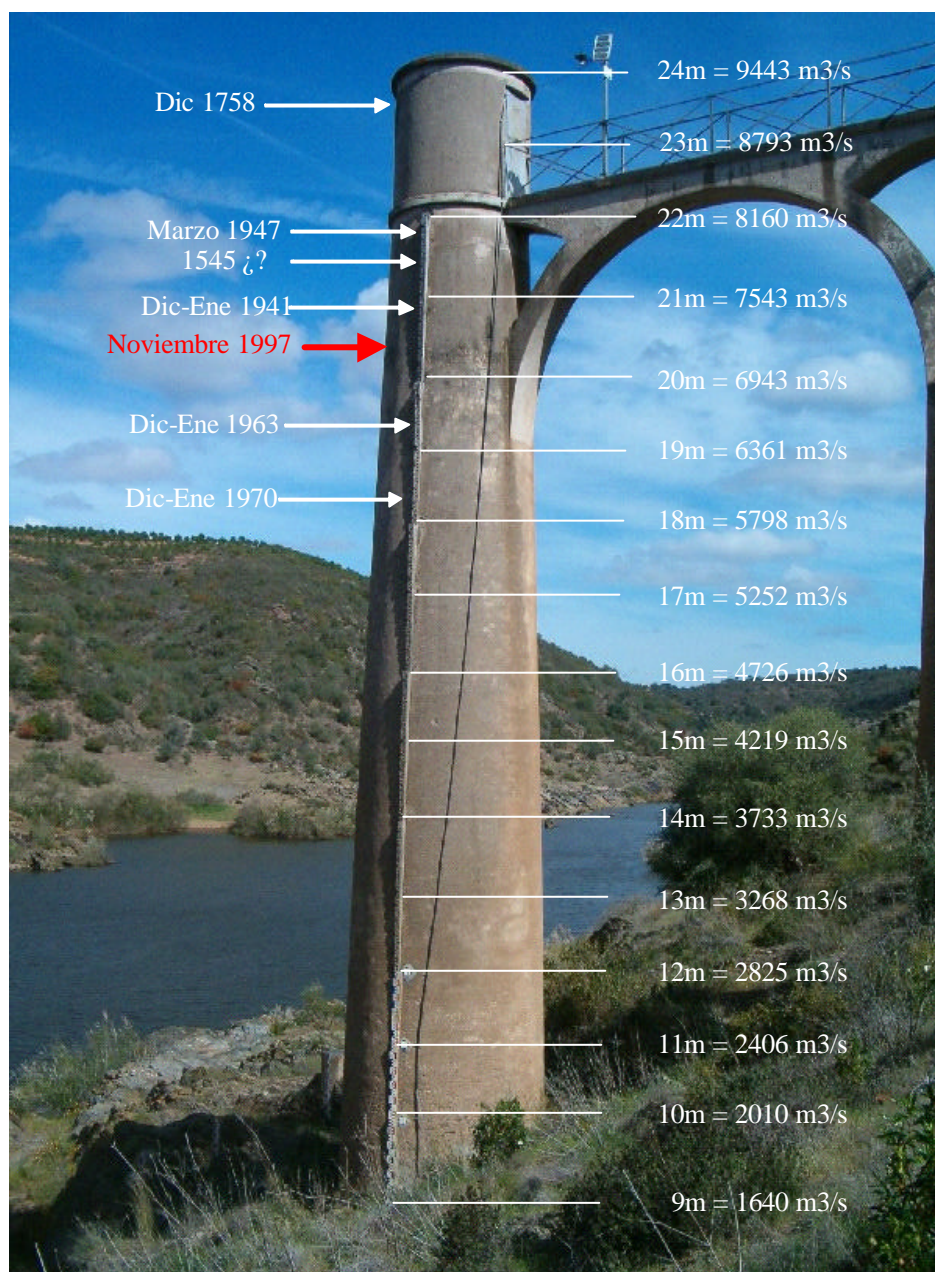


**Figura 3-52. Modelo 3D comparativo, (A) entre la crecida de 1997 y la mayor de las registradas en 1603 (CAL0) y, (B) entre las crecidas de 1997, 1947 y 1876**

Cuando se colocan todos los eventos juntos (Figura 3-51 y figura 9-4 de los anexos) se observa que se concentran en dos grandes grupos, uno de alta magnitud (caudales entre  $11.000$  y  $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$ ), otro con las crecidas de magnitud media-alta (entre los  $8.000$  y  $7.000 \text{ m}^3/\text{s}$ ), mientras que no existen apenas crecidas entre los  $9.000$  y los  $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$ .



En la figura 3-52 se muestra una imagen 3D de la zona, con la representación de las crecidas de 1997 y 1603, y las tres crecidas históricas de mayor magnitud más recientes, 1879, 1947 y 1997. Si comparamos la estación de aforo de PDL con las crecidas históricas aforadas o estimadas mediante HEC-RAS (Figura 3-53) observamos la incapacidad que tiene esta estación para recoger los eventos de gran magnitud, pues en estos episodios queda cubierta por las aguas.



**Figura 3-53. Estación de aforo 27L/01 de Pulo do Lobo. Alturas con los caudales correspondientes, a la izquierda algunas referencias de las principales crecidas ocurridas en el periodo instrumental y la estimada para crecida de 1758. Nota: las mayores cubrirían por completo la estación**

### 3.5.6 Resultados en la correlación de depósitos y caudales

Existe una buena relación entre algunos de los niveles de la zona del Arroyo de las Limas y el Arroyo 2, y también entre los de las estación de aforos y el Arroyo 1. Los distintos SLW forman niveles de banales más o menos homogéneos a lo largo del tramo estudiado. Estos banales se alcanzan por crecidas que superan el límite superior plano del anterior depósito, lo que favorece la formación de un nuevo evento de SLW (Kochel y Baker, 1988). El hecho de que en un par de secciones no existan los banales de SLW que aparecen en la otra margen puede estar debido a la configuración morfológica de cada sección, que impide hidráulicamente la formación de zonas de remanso ó zonas de *eddy*. De hecho, en la crecida de noviembre de 1997, en todas las zonas no encontramos niveles de SLW bajos. El hecho que los cambios en el caudal generen modificaciones en las condiciones hidráulicas locales ha sido señalado en el trabajo de Rico (2004).

La correlación entre los diferentes depósitos, mediante métodos de tipo estratigráfico, se muestran en la figura 3-54. El caudal asociado a cada agrupación de SLW se indica a continuación en la interpretación y correlación de los depósitos.

#### 3.5.6.1 Interpretación y asignación de los depósitos a crecidas históricas

La interpretación se muestra en las tablas 3-8 y 3-9, que recoge la información de cada evento de SLW reseñado en el tramo de Pulo do Lobo. La asignación de cada crecida a una inundación histórica concreta se ha realizado por su posición, correlación estratigráfica, cotas del depósito, calados del modelo y edades radiométricas. Los eventos han sido ordenados de mayor a menor magnitud (mayor caudal modelizado). A continuación se discuten y describen las razones de su asignación, así como los problemas encontrados en su interpretación.

##### *Evento de diciembre de 1603*

El depósito que encontramos a mayor altura es el PLCAL0, sin correspondencia con otro nivel en el tramo estudiado. El caudal máximo aproximado es de unos 11.000 m<sup>3</sup>/s, y la edad radiométrica calibrada (intervalo 2s) indica tres periodos posibles: 1450-1675, periodo con dos crecidas importantes (1603 y 1545), 1775-1800, época sin crecidas

importantes registradas en los archivos, y 1940-1945, en la que no hay constancia de ninguna crecida de semejante magnitud. Debido al caudal máximo, se le ha asignado la inundación de 1603, de gran magnitud en la Pequeña Edad del Hielo y con eventos de crecidas altas en gran parte de Europa. No tenemos criterio suficiente para descartar por completo la crecida de 1545.

#### *Evento de diciembre de 1876*

El segundo nivel más alto de SLW encontrado presenta tres depósitos (PLCAL2, PLCA294 y PLCA2133), todos ellos colocados a techo de sus respectivas columnas. La edad radiométrica por  $^{14}\text{C}$  en el depósito PLCA294 indica el periodo 1660-1955 como el más probable (intervalo 2s); en PLCAL2, el Cs137 indica ser anterior a 1955 y su asignación a un evento concreto se hace difícil puesto que el intervalo es demasiado amplio. Al emplear el intervalo 1s aparecen al 65% de confianza tres periodos: 1675-1775, 1800-1940 y 1945-1950. El caudal modelizado es de  $10.500 \text{ m}^3/\text{s}$ ; esta cifra es demasiado alta para la crecida de 1947, la única de importancia en el periodo 1945-50, por lo que descartamos este intervalo. De los otros dos, quedan los eventos de 1823 y 1876, y 1758 como únicas crecidas de magnitud alta y por información histórica se indica que la crecida de 1876 fue la más alta. Las crónicas históricas le asignan un caudal de unos  $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$  en Badajoz, que podría correlacionarse fácilmente con el caudal modelizado. No podemos descartar por completo los eventos de 1823 y 1758.

#### *Evento de 710 BP*

El tercero en altura de los niveles de SLW comprende los depósitos PLCA293 y PLCA2132. El caudal de éste evento es de al menos  $10.300 \text{ m}^3/\text{s}$ , pero por su posición estratigráfica probablemente fuese algo mayor. La edad radiométrica calibrada para el SLW PLCA293 en el intervalo 2s indica dos periodos, 1255-1310 y 1365-1380, de los cuales no se tiene constancia de ninguna crecida histórica, puesto que la mayor parte de la información es posterior a 1500. Por esta razón lo hemos denominado con el valor de su edad radiométrica. En el nivel PLCA2132 no hemos realizado datación y se ha asignado el mismo evento por correlación estratigráfica.

*Evento de 1180 BP*

A continuación encontramos dos depósitos: PLCA292, datado radiométricamente y PLCA2131, asociado por correlación. Se trata de una crecida con un caudal máximo de al menos  $10.100 \text{ m}^3/\text{s}$ , puesto que los depósitos tienen el límite superior erosivo y están recubiertos por niveles posteriores. La edad radiométrica es de 1180 BP, lo que otorga unos intervalos  $2\sigma$  de 765-970, igualmente sin constancia de crecidas históricas.

*Evento de 3260 BP*

Lo forman dos depósitos: PLCAL3 y PLCA291. El primero de los cuales aporta una edad radiométrica de 3260 BP, fuera del periodo histórico. El segundo lo hemos datado y el resultado indica un valor de  $90 \pm 40$  BP, valor que consideramos erróneo por su posición, en la base de la columna y con niveles superiores datados mucho más antiguos. Se ha asignado al mismo evento de 3260 BP por su posición estratigráfica, inferior al nivel 1180 BP, y por tanto más antiguo que éste. El valor mínimo del caudal de este evento es de  $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$ .

*Evento de enero de 1758 ó febrero de 1823*

Seguidamente en altura encontramos dos depósitos: PLCAL1 y PLCAL44, este último con edad radiométrica de 130 BP, que en el intervalo  $2\sigma$  indica el periodo 1650-1955, muy amplio. Por esta razón nos hemos fijado en el intervalo  $1\sigma$  con los periodos: 1670-1780 y 1795-1955 dentro del cual se incluyen los grandes eventos de 1758, 1823 y 1876. De los tres, eliminamos la crecida de 1876, superior en altura y ya asignada. Con el resto de eventos la asignación es compleja, puesto que el caudal es de unos  $9.000 \text{ m}^3/\text{s}$ ; las siguientes crecidas en magnitud son la de 1758 y la de 1823, muy similares en altura. No tenemos datos suficientes para elegir entre las dos.

*Evento de marzo de 1947*

El siguiente evento en magnitud, esta vez medida en la estación de aforos, es el de marzo de 1947, que alcanzó un caudal máximo de  $8.127 \text{ m}^3/\text{s}$ . Los depósitos PLCA173, PLCEA62, PLCA1MD y PLCA1113 se encuentran todos a una altura similar a la que figura en los datos de aforo, además todos ellos están situados a techo de sus columnas,



hecho importante puesto que el evento ha sido el mayor de los recientes. La edad radiométrica obtenida para el depósito PLCA173 por  $^{14}\text{C}$  convencional (intervalo 2s) comprende los intervalos: 1680-1745, 1805-1935 y 1945-1955. Para el depósito PLCEA62: 1675-1775, 1800-1940 y 1945-1955. En los otros dos depósitos no hemos realizado análisis de  $^{14}\text{C}$ , únicamente  $^{137}\text{Cs}$  que indica edades inferiores a 1950. Los eventos históricos que podrían corresponder con estos intervalos son 1823, 1876 y 1947, puesto que en el primero de los intervalos no hay inundaciones históricas constatadas. Por caudal no puede considerarse el evento de 1876, que alcanzó más de 10.000 m<sup>3</sup>/s, ni probablemente el de 1823, sensiblemente inferior. Le hemos asignado el evento de 1947 por que la altura se corresponde muy bien, y sobre todo por el hecho de que todos los depósitos se encuentren a techo de sus respectivas columnas.

#### *Evento de 1545*

Comprende un único depósito de SLW, el PLCA172, que al menos alcanzó los 8.000 m<sup>3</sup>/s y que suponemos anterior a 1947, puesto que queda recubierto por el nivel PLCA173. La edad radiométrica indica el siguiente intervalo 2s: 1510-1595 y 1615-1660, en los cuales únicamente se ha reseñado una crecida de importancia, la de 1545 y que en este caso asignamos un caudal de 8.000 m<sup>3</sup>/s, pero suponemos que fue mayor puesto que el depósito está erosionado en el techo. El valor de caudal máximo podría superar los 10.000 m<sup>3</sup>/s si suponemos que al menos pudo alcanzar, según los trabajos de Kochel y Baker (1988) un metro más de espesor y que el nivel de las aguas se situaría 2 m por encima de éste (House y Hirschboeck, 1995).

#### *Evento PLCA171*

Se trata de un depósito único que no se ha datado mediante radionucleidos, suponiéndosele una edad, inferior a 1545, asignada al depósito situado inmediatamente por encima. Por cota y posición, no se corresponde con ningún otro SLW en el tramo. Este evento pudiera estar relacionado con el denominado 710 BP, que comprende un rango de edades de 1255-1310 y 1365-1380, ambos intervalos inferiores a 1545, pero no se ha podido confirmar este punto, y debido a la diferencia notable de cota con el depósito PLCA293, donde se ha datado el evento de 710 BP, se ha preferido considerar como representativo de una inundación diferente. El caudal mínimo es de 7.500 m<sup>3</sup>/s,

pero como en el caso anterior podría suponerse superior a los 9.000 m<sup>3</sup>/s en caso de considerar una cota mayor.

*Evento de noviembre de 1997*

Es la última de las inundaciones ocurridas, que alcanzó un caudal aforado en la estación de 7.240 m<sup>3</sup>/s y que se corresponde con los niveles de SLW bajos, no llegando a ninguna de las zonas de depósito descritas anteriormente. No ha sido modelizada con estos SLW y se ha empleado para calibrar el modelo a partir de niveles de detritos.

Muestra	Datación mediante C14					Datación mediante Cs137		Cota relativa (m)	Interpretación
	AMS	Convencional	Edad Calibrada AD 2s (95%)	Edad Calibrada AD 1s (65%)	Ratio 13C/12C	<sup>137</sup> Cs (pCi/gr)	Pre-post 1955		
PLCALO	-	300+60 BP	1450-1675 1775-1800 1940-1945	1500-1655	-23,1 <sub>0/00</sub>	-	-	26,2	1603
PLCAL1	-	100,4+0,6% modern	Moderna	Moderna	-25,0 <sub>0/00</sub>	0,13+0,01	>1955	23,6	Moderna (contam?)(1758)
PLCAL2	-	-	-	-	-	0,05+0,01	<1955	25,7	1876
PLCAL3	3260+40 BP	-	1625-1435 BC	1540-1500 BC	-23,2 <sub>0/00</sub>	0	<1955	25,3-24,6	3260BP
PLCAL44	-	130+60 BP	1650-1955	1670-1780 1795-1955	-25,0 <sub>0/00</sub>	-	-	23,4	1758 (1823)
PLCAL43	-	-	-	-	-	0	<1955	22,95	¿ (<1758)
PLCAL42	No analizada							22,4	¿ (<1758)
PLCAL41	90+40 BP	-	1675-1765 1800-1940 1945-1955	1690-1730 1810-1925 1950-1955	-23,2 <sub>0/00</sub>	-	-	21,2	¿ (<1758)
PLCEA62	-	60+60 BP	1675-1775 1800-1940 1945-1955	1695-1725 1815-1920 1950-1955	-25,0 <sub>0/00</sub>	0,05+0,01	<1955	20,8-20	1947
PLCEA61	No analizada							20,4-18,6	¿ (<1947)
PLCA1MD	-	-	-	-	-	0	<1955	21,2	1947
PLCA1113	-	-	-	-	-	0	<1955	19,5	1947

Tabla 3-8. Interpretación de los resultados de las dataciones (I)

Muestra	Datación mediante C14					Datación mediante Cs137		Cota relativa (m)	Interpretación
	AMS	Convencional	Edad Calibrada AD 2s (95%)	Edad Calibrada AD 1s (65%)	Ratio 13C/12C	<sup>137</sup> Cs (pCi/gr)	Pre-post 1955		
PLCA1112	No analizada							19,1	¿ (<1947)
PLCA1111	No analizada							18,05	¿ (<1947)
PLCA173	-	60+50 BP	1680-1745 1805-1935 1945-1955	1700-1720 1820-1835 1880-1915 1950-1955	-25,0 <sub>0/00</sub>	-	-	22,3	1947
PLCA172	290+30 BP	-	1510-1595 1615-1660	1525-1560 1630-1650	-24,3 <sub>0/00</sub>	-	-	21,8	1545
PLCA171	No analizada							21,2	¿ (<1545)
PLCA294	-	30+50 BP	Moderna	Moderna	-25,0 <sub>0/00</sub>	-	-	36,3	Errónea
		130+50 BP	1660-1955	1675-1775 1800-1940 1945-1950	-25,0 <sub>0/00</sub>	0	<1955		1876
PLCA293	710+40 BP	-	1255-1310 1365-1380	1275-1295	-24,2 <sub>0/00</sub>		-	35,9	710 BP
PLCA292	1180+40 BP	-	765-970	785-895	-25,7 <sub>0/00</sub>	-	-	35,4	1180 BP
PLCA291	90+40 BP	-	1675-1765 1800-1940 1945-1955	1690-1730 1810-1925 1950-1955	-23,2 <sub>0/00</sub>	-	-	34,9	¿3260 BP?
PLCA2133	-	-	-	-	-	0,05+0,01	<1955	36,6	1876
PLCA2132	No analizada							36,2	
PLCA2131	No analizada							35,9	¿710 BP?

Tabla 3-9. Interpretación de los resultados de las dataciones (II)

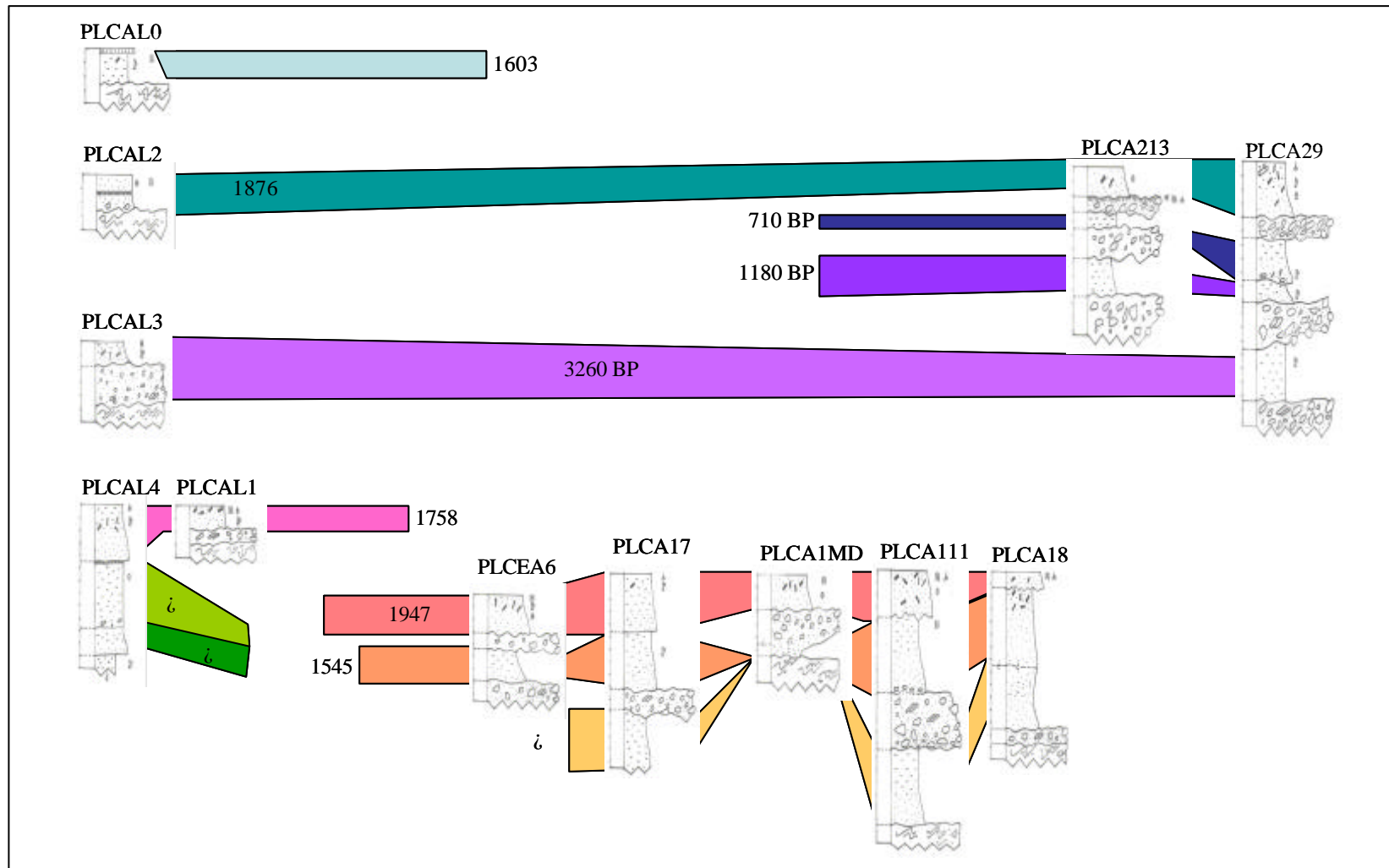


Figura 3-54. Correlaciones estratigráficas y evento asignado de forma tentativa

### **3.5.6.2 Reinterpretación de la magnitud de avenidas aforadas a partir de los datos de SLW**

No es el objetivo de la presente tesis profundizar en el cálculo de los periodos de retorno que mejor ajusten los resultados obtenidos, pero sí que ha de señalarse la importancia de los resultados en futuros cálculos que integren la información foronómica con las estimaciones en base a los análisis paleohidrológicos. Estas técnicas de mezcla de datos sistemáticos y no sistemáticos ya se han empleado por numerosos autores como Benson, (1950), Stedinger y Cohn (1986), Ouarda *et al.* (2004) y, en España, Francés *et al.* (1994) y Francés (2001), entre otros.

A continuación se pretende reinterpretar la magnitud obtenida mediante funciones de distribución en datos de aforo empleando para ello los resultados del análisis de paleoocrecidas.

#### ***Magnitud a partir de los datos de aforo***

Como comparación, se han estimado los cuantiles correspondientes a partir de las funciones de distribución de tipo Gumbel y GEV (Tabla 3-11), empleando toda la serie de datos de aforo completa, sin hacer distinciones en cuanto al periodo de tiempo. Los resultados obtenidos son muy diferentes a los que aportan estudios del Plan da Bacia do Guadiana (SNIHR, 1999). En este trabajo, la mayoría de las inundaciones estimadas bajan mucho el periodo de retorno empleando por un lado los datos previos a 1965 y por otro los posteriores a ese año. Las curvas de frecuencia estimadas a partir de los datos de aforo en la estación de Pulo do Lobo indican un cambio en los valores a partir de 1965, fecha en la que se concluye la primera fase de construcción de los grandes embalses de la cuenca. Actualmente en una tercera etapa además debería considerarse el efecto de las grandes presas de la Serena en el Zújar y sobre todo Alqueva en el Guadiana, para la que no se han construido los cuantiles de caudales máximos instantáneos. En el documento del SNIHR (Tabla 3-10) no se especifica la función de distribución empleada para su estimación.

Algunas consecuencias prácticas son por ejemplo la asignación de periodo de retorno (Figura 3-55) para la inundación de 1603, la mayor inundación en términos de caudal de

las reseñadas tanto en los datos de aforos como en las obtenidas mediante depósitos de paleoavenidas. Esta inundación nos daría un  $T \sim 100$  años en el ajuste pre-1965, pero según la función GEV sería de  $T \sim 250$  años y mediante la función Gumbel  $T \sim 350$  años. Esta diferencia en la recurrencia puede llevar a errores, por ejemplo si la empleamos para realizar dimensionamiento de estructuras. En el caso de otra avenida, la de 1876, que es inferior en caudal a la de 1603, se trata de una crecida con un caudal máximo instantáneo cercano a los  $10.600 \text{ m}^3/\text{s}$  en Pulo do Lobo y está considerada en la estación de Badajoz como la correspondiente a un periodo de retorno de 500 años (Ayala et al, 1986). En este caso se estaría infradimensionando cualquier estructura que requiera un caudal similar puesto que este valor colocaría a la inundación de 1876 con un periodo de retorno de 500 años, mientras que al emplear otras funciones, el periodo descende hasta los 80-300 años.

Periodo de Retorno	10	50	100	500	1000
Pre1965	6391	9535	10865	13936	15257
Post1965	4905	7527	8636	11197	12298

**Tabla 3-10. Cuantiles de caudales máximos instantáneos (en  $\text{m}^3/\text{s}$ ) estimados para la zona de Pulo do Lobo por el SNIHR (1999)**

Periodo de retorno (años)	Caudal máximo ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	
	GEV	Gumbel
2	2359	2340
5	4247	4133
10	5496	5320
25	7074	6819
50	8243	7932
100	9404	9037
200	10559	10137
500	12083	11589

**Tabla 3-11. Cuantiles de caudales máximos instantáneos para la zona de Pulo do Lobo calculados a partir de la función de distribución Gumbel y GEV empleando la serie completa de caudales**

En la cuenca tenemos algún ejemplo relativamente reciente, como la crecida de 1947; con 8.100 m<sup>3</sup>/s según las curvas del SNIHR correspondería con un T = 20 años, pero empleando la función de Gumbel y un ajuste de máxima verosimilitud se obtendría un T = 50 y según la función de distribución GEV y ajuste mediante momentos ponderados, algo menos de 50 años.

La asignación de periodos de retorno mediante datos de aforo con series tan reducidas es por tanto un hecho que debe tomarse con cuidado, puesto que como vemos los resultados finales en cuanto a la recurrencia de un caudal similar son muy diferentes. Por esta razón hemos intentado evaluar la repetición de paleoeventos registrados en los depósitos de SLW y asignarles una magnitud relativa.

#### ***Propuesta de magnitud relativa en base a paleocrecidas***

La variedad de resultados ofrecidos a partir de las funciones de distribución introducen una confusión a la hora de determinar el caudal que correspondería a un periodo de retorno útil en dimensionamiento. Para comprobar los resultados se han agrupado las crecidas según su caudal y su edad, evaluando el intervalo temporal que transcurre entre ellas, que será lo que hemos denominado “periodo de retorno cualitativo o relativo”, puesto que no es cuantificable con seguridad al ser el registro incompleto, y sobre todo, variable al estar sujeto a cambios naturales ó humanos de tipo climático y antrópicos de tipo regulación.

La figura 3-56 muestra el resultado de la clasificación de las inundaciones en función de su magnitud (caudal) y edad. El periodo de retorno relativo sería el intervalo temporal entre eventos de similar magnitud. En las crecidas de mayor magnitud (color verde), consideradas como superiores a los 10.000 m<sup>3</sup>/s, el periodo de retorno va disminuyendo desde los 2800 a los 250 años por ausencia de información histórica y paleohidrológica. Este último valor de unos 200-300 años parece coincidir bastante bien con algunas de las cifras barajadas en la estimación mediante funciones de distribución, como por ejemplo la función GEV en la estación de Pulo do Lobo. Las crecidas de magnitud



media-alta (color azul), consideradas dentro del intervalo 9.000-8.000 m<sup>3</sup>/s tienen nula representación antes de 1758, ya que alcanzaban zonas no ocupadas en general por la población, y las descripciones históricas sobre todo se refieren a pérdidas económicas y daños en puentes. El periodo de retorno obtenido es muy variable, entre 8 y 124 años, que muestra por un lado épocas húmedas con mayor profusión de crecidas altas (mediados del siglo XVIII) que aportan valores muy bajos ( $T = 8$  años), y por otro lado la época más seca del siglo XIX con valores más altos ( $T = 124$  años). Las funciones de distribución para caudales entre 8.000 y 9.000 m<sup>3</sup>/s otorgan valores de  $T$  entre 20 y 70 años, valores aproximados con los ofrecidos por el intervalo 1766-1823 (57 años). En tercer lugar, las crecidas de magnitud media, (color morado), consideradas cercanas a los 7.000 m<sup>3</sup>/s, tienen nula aparición en el registro histórico puesto que sus afecciones y daños son muy bajos. Es a partir del siglo XIX cuando aparecen las primeras descripciones. En estas etapas, el periodo de retorno relativo es muy alto, entre 63 y 82 años, etapa que viene a coincidir con la época seca del siglo XIX que aumentaba el periodo en el grupo anterior. Posteriormente, la cifra baja hasta los 22 y 24 años. Los resultados de las funciones de distribución para este grupo son entre 15 y 35 años, de nuevo más cercanos a los valores ofrecidos por los datos más recientes.

Como conclusiones más evidentes de ésta comparación, obtenemos:

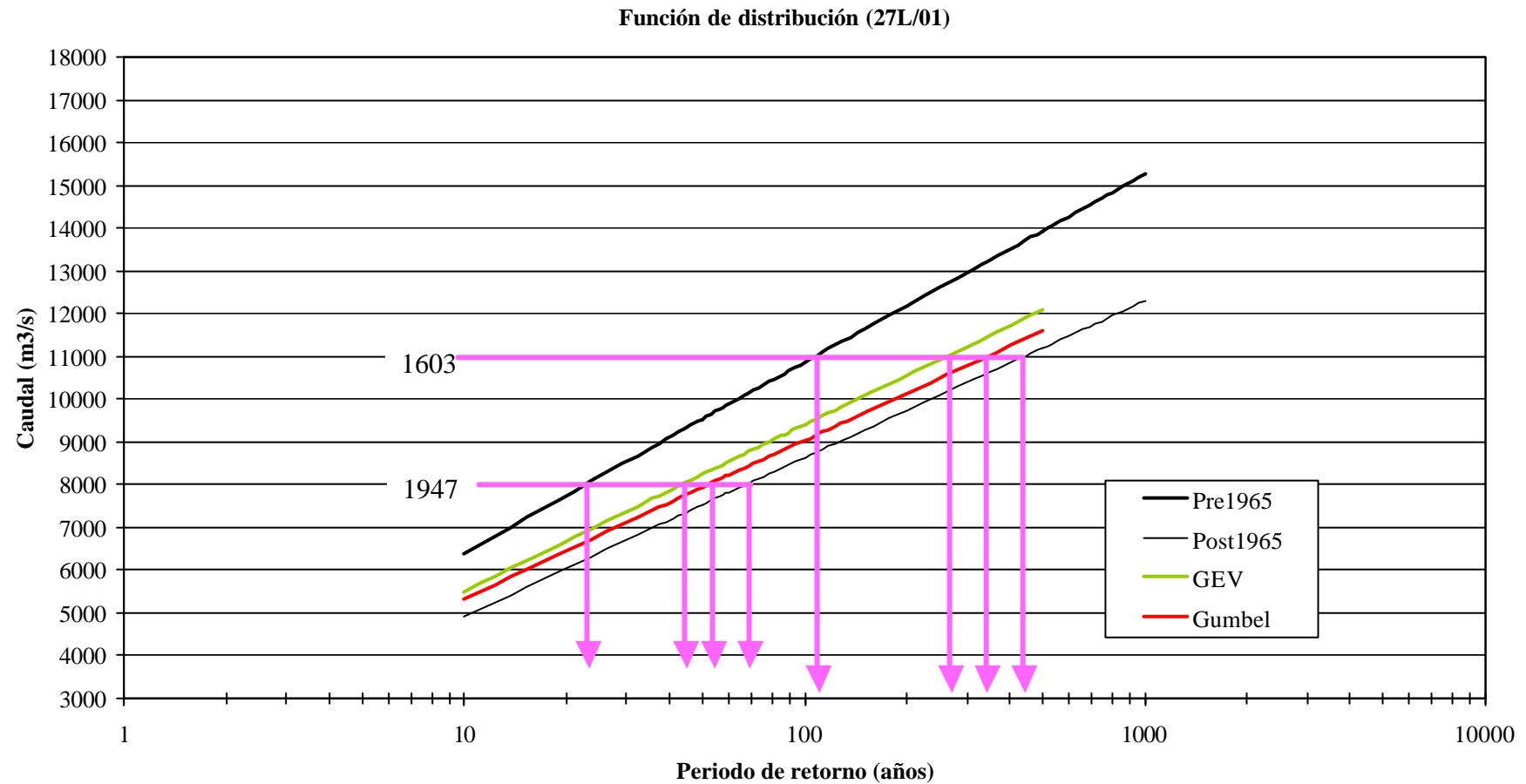
- (1) el periodo de retorno no sigue un patrón definido ni unos intervalos regulares, puesto que la generación de una crecida con un caudal determinado no es función directamente proporcional de la lluvia, y tampoco su registro es uniforme.
- (2) existen periodos que coinciden bastante bien con los intervalos medios obtenidos mediante cálculos estadísticos. Estos periodos podrían estar relacionados con momentos de cambio a escala climática, bien de modos de circulación, bien por transiciones húmedas y secas.
- (3) la función de distribución que parece ajustarse mejor a los intervalos de  $T$  relativo es la GEV.
- (4) los cambios antrópicos recientes alteran los caudales y su distribución, y así inundaciones como la de noviembre de 1997 figuran dentro de la categoría media,

cuando por caudal en régimen natural posiblemente estarían dentro del apartado media-alta. Este dato coincidiría bien con el periodo de retorno correspondiente, puesto que se le asignaría un T relativo de 50 años (1997 y 1947 pueden considerarse prácticamente iguales). Muy posiblemente la misma circunstancia ocurra con la crecida de 1969-70, con 5.898 m<sup>3</sup>/s de caudal punta, pero en régimen regulado que con seguridad alcanzarían los 7.000 m<sup>3</sup>/s en régimen natural, y esto a su vez asignaría un T relativo de 8 años, muy bajo, pero a finales de un periodo húmedo (años 60).

(5) a nivel predictivo la fiabilidad de estos resultados es relativa, puesto que la gran variabilidad impide saber a ciencia cierta cuales serán las condiciones futuras. Pero a grandes rasgos han transcurrido 129 años desde la última avenida de magnitud alta, 58 años desde la avenida de magnitud media-alta (o bien 8 años si se considera la de 1997 en este grupo), y 8 años desde la última con magnitud media (o bien 35 si se considera desde 1970).

(6) la información aportada por esta comparación es importante sobre todo a nivel climático, y puede servir para entender momentos de cambio ocurridos en el pasado y posibles alteraciones de carácter antrópico en el clima.

Como puede verse, existen cambios en el periodo de retorno a lo largo del registro, que pueden ser debidos a: épocas más lluviosas o húmedas (por ejemplo, la Pequeña Edad de Hielo), épocas más secas (como el final del siglo XIX), ausencia de datos y registros (entre 3260 BP y 1500), falta de ocupación de las zonas inundables (en la mayor parte de la cuenca hasta 1700), aumento de la regulación (a partir de 1962-1965) y cada vez más todo apunta que también influyen en las transformaciones los cambios climáticos.



**Figura 3-55. Funciones de distribución y cálculo del periodo de retorno de la inundación de mayor magnitud registrada (1603) y de la inundación más alta aforada (1947) en la estación de Pulo do Lobo (27L/01). Obsérvese la variación de los periodos de retorno según función de distribución**

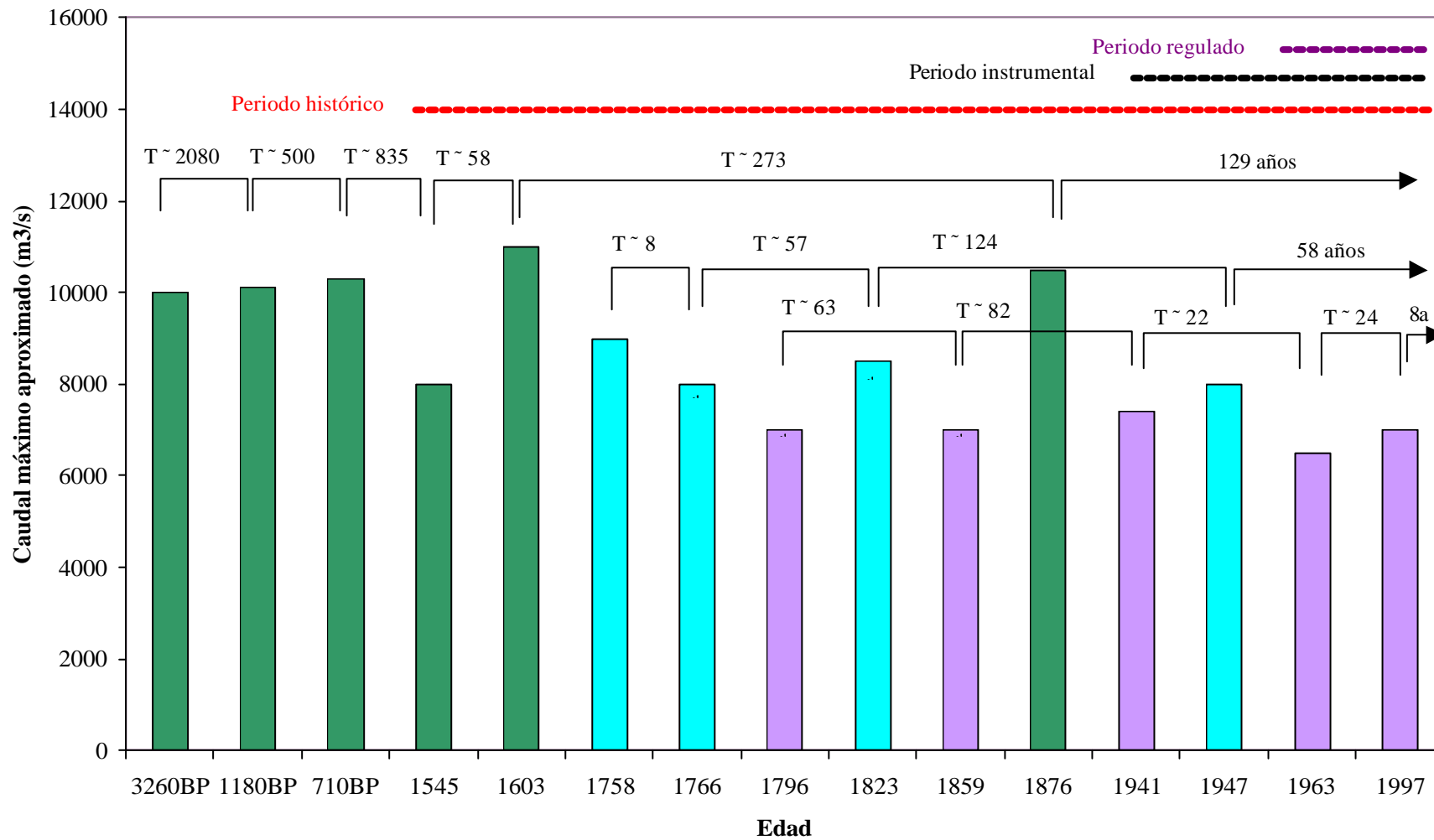
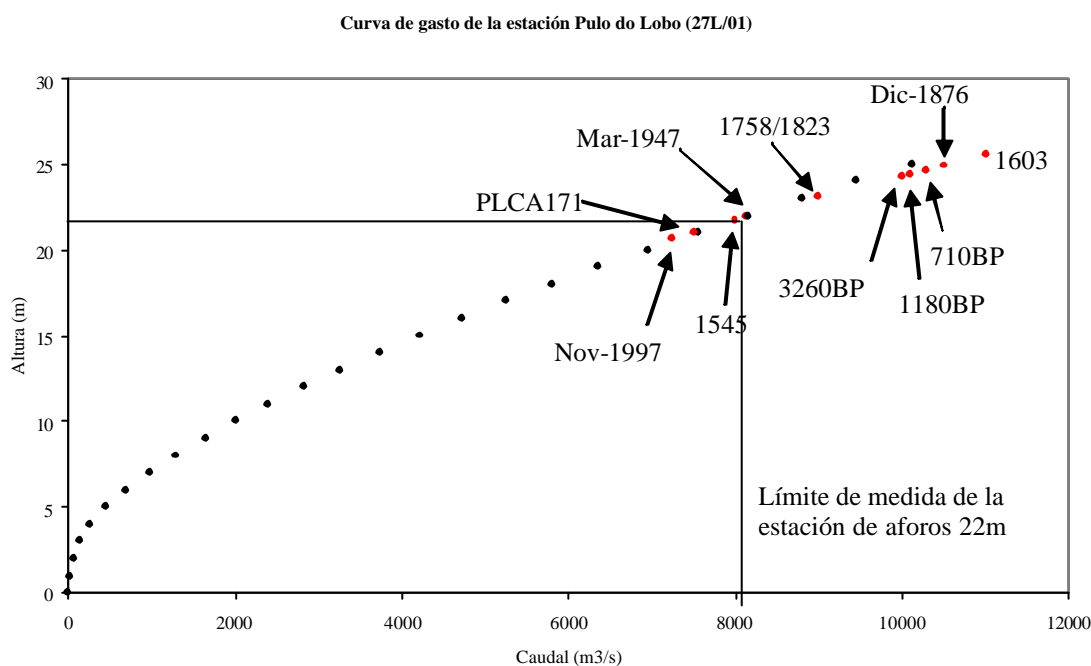


Figura 3-56. Periodo de retorno relativo, calculado en función de la magnitud estimada y de la edad que separa un evento de otro de igual caudal. (\*) No aforadas, estimadas aproximadamente en base a descripciones históricas

### 3.5.6.3 Modificación de la curva de gasto

Una de las aplicaciones que tiene la modelización de los caudales que nos dan los SLW es la de contraste y ampliación de la curva de gasto. A partir de los resultados del HEC-RAS la curva de gasto sufre algunas modificaciones en su parte alta, puesto que, aunque la curva teórica se propone hasta los 25 m, la capacidad real de medida llega hasta los 22 m; por encima de esta cota, el nivel de agua superará la estación impidiendo que se registren eventos mayores. Al colocar los resultados de SLW sobre la curva, los ajustes son lógicamente buenos en los valores bajos, puesto que se ha empleado dicha curva como calibración del modelo, mientras que los valores altos tienen una ligera tendencia a ajustar la curva en su parte alta de forma más suave (Figura 3-57).



**Figura 3-57.** Curva de gasto de la estación de Pulo do Lobo (27L/01) con los valores teóricos de la curva (?) y los valores no sistemáticos (?) de la modelización de los depósitos de SLW

Los valores teóricos de la curva sobrepasan los 22 m pero no reflejan como puede deducirse de los datos de SLW una adecuada relación  $h/Q$ , causada fundamentalmente por una ligera apertura de la sección del valle que en la parte alta pierde algo de gradiente. La curva teórica pierde validez al no estar ajustada para este tramo.

### 3.6 Estudio de paleocrecidas en la zona del Estrecho de las Hoces

A continuación abordaremos los estudios de las paleoavenidas en la cuenca media del río Guadiana, localizándose la zona de estudio en el Estrecho de las Hoces (Ciudad Real).

#### 3.6.1 Encuadre geográfico

Este tramo de estudio se encuentra en la provincia de Ciudad Real, muy cerca de Extremadura y dentro de lo que Hernández Pacheco (1958) denominó el segmento de Campos de Calatrava del Guadiana. La zona se encuentra dentro del término municipal de Puebla de Don Rodrigo (Ciudad Real), limitando con las provincias de Badajoz y Toledo, la hoja del Magna es la 757 (IGME, 1989a). En esta zona, el río Guadiana discurre por terrenos de pizarras y cuarcitas paleozoicas, cortando las alineaciones de cuarcitas del Ordovícico Inferior (facies armoricana) y discurriendo sobre las blandas pizarras (pizarras con *neseuretus*) del Ordovícico Medio, materiales en general muy fracturados.

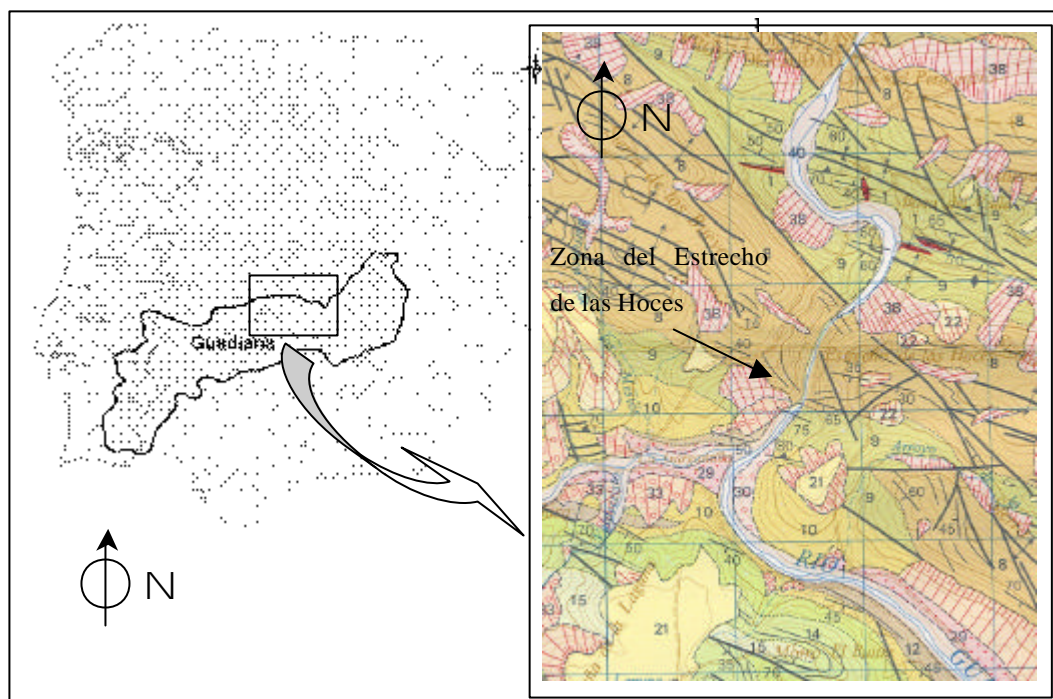


Figura 3-58. Mapa de situación de la zona del estrecho de las Hoces y mapa geológico del entorno  
(Fuente: IGME, 1989a)

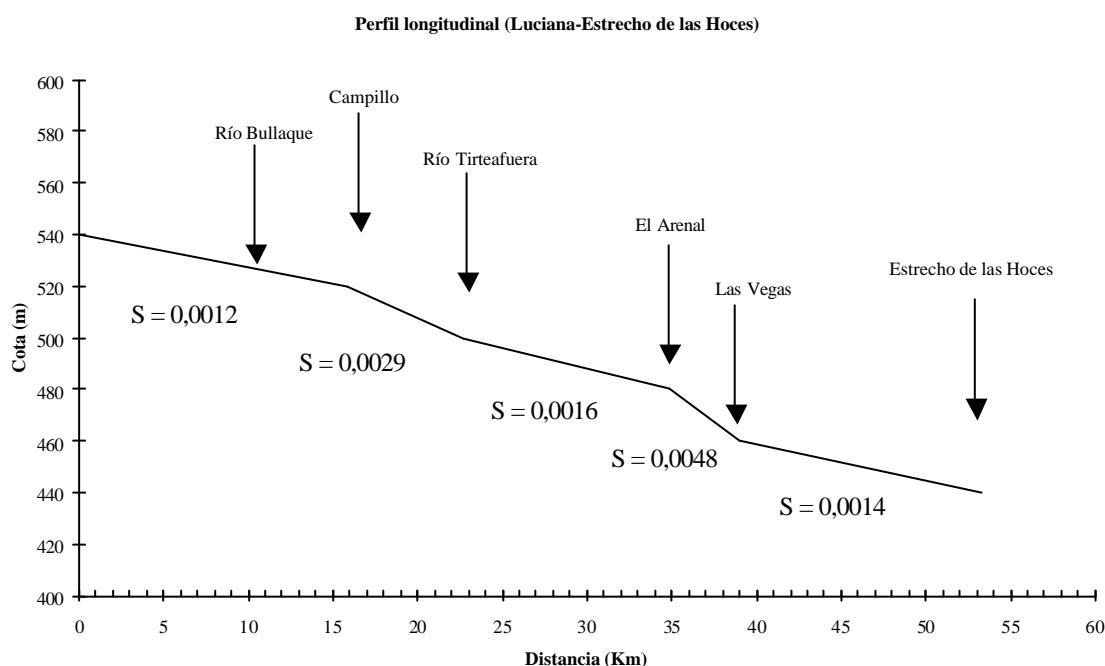
### 3.6.2 Geomorfología y dinámica fluvial

Al igual que para el tramo de PDL, únicamente se han reseñado aquellos elementos de la geomorfología fluvial que puedan aportar información sobre la dinámica del tramo, su estabilidad o bien sobre las condiciones hidráulicas en episodios de crecida. La evolución geomorfológica de la zona ha sido señalada por Hernández-Pacheco (1950, 1956 y 1958) y Hernández-Pacheco y Cabañas (1952), como de alta actividad durante el Cuaternario. Durante el Plioceno propone la captura del Guadiana Alto que dejaría de desaguar en el Tajo para salvar el portillo de Cíjara, aguas abajo del tramo de estudio. La presencia de numerosos niveles de raña terciaria y la ausencia de niveles de terraza aguas abajo de Cíjara, mientras que sí existe un buen desarrollo de las mismas en Puebla de Don Rodrigo, llevan a Hernández Pacheco (1956), a señalar el cambio de dirección en el río y a proponer la formación de terrazas en la parte alta por erosión remontante. En este sentido hemos encontrado interesantes superficies de arrasamiento que parecen situarse a la misma cota que algunos niveles de terraza y que se encuentran en las zonas de estrechos, donde lo acentuado del encajamiento resulta en una peculiar orografía que impide el desarrollo de terrazas. La conexión entre Tajo y Guadiana es señalada también por Moya (2004).

Respecto a la situación actual, las alineaciones, resistencia de las rocas y fracturas condicionan totalmente el trazado del río, que muestra además una tendencia al encajamiento y poca carga de fondo. El canal no es móvil, puesto que se encuentra constreñido al valle donde se encaja. La carga sólida del río es gruesa de tipo mixto (gravas y arenas), más abundante en las zonas de ensanchamiento que alternan con las de estrechamiento. En estas zonas más amplias el depósito es poco potente (3-4 m), formado por barras de gravas con imbricación de cantos muy acusada e intercalaciones arenosas fuertemente edafizadas, que corresponden a abandonos de canal o llanura con formación de suelos. Los aportes de carga sólida parecen provenir de los abanicos laterales y también de los frecuentes canchales que bajan de las crestas cuarcíticas. Los finos solo se acumulan durante las crecidas en los márgenes, donde rápidamente presentan procesos edáficos.

Pese a que la morfología general del río sea meandriforme por el encajamiento en la roca, el cauce desarrolla un comportamiento *braided* sobre sus propios aluviones. Los

canales secundarios entrelazados, solo funcionales durante aguas altas, con relación anchura/profundidad muy alta y barras de grava vegetadas separando canales. La pendiente local (Figura 3-59) es consecuente con este aspecto, con un valor medio de 0,0027 m/m entre el tramo Retama-Estrecho de las Hoces.



**Figura 3-59. Pendiente del tramo Luciana-Estrecho de las Hoces, con la pendiente en varios subtramos**

La parte alta de la cuenca no contribuye con apenas caudal al predominar la infiltración a los acuíferos de La Mancha por lo que el desarrollo del río aguas arriba es pequeño incrementándose notablemente a partir de las confluencias de los ríos Bullaque y Tirteafuera con el río Guadiana. La cuenca calcárea de cabecera hace que las aguas sean muy carbonatadas y con gran abundancia de carófitas en zonas de remanso y orillas. En el cauce se dan recubrimientos travertínicos en zonas de rápidos y rocas del fondo. Es significativo señalar que no se han encontrado depósitos de remanso en toda la cuenca alta; pese a tener alguna zona favorable para su depósito (cañones, zonas en roca, separaciones de flujo, etc.), no hay ninguna acumulación. Pensamos que esto pudiera deberse a una falta de depósito más que a una ausencia de inundaciones, cuya existencia está probada en el registro histórico.



### 3.6.2.1 Elementos mayores (macroescala)

Los principales elementos de macroescala que encontramos son: terrazas, plataformas en roca y meandros encajados. Los dos primeros suponen paleoniveles del río Guadiana y el tercero marca la situación actual.

Para el tramo medio-alto del río Guadiana se han descrito sistemas de terrazas que Hernández-Pacheco y Cabañas (1952) clasificaron en cuatro niveles: T1 (8-12 m), T2 (18-22 m), T3 (30-39 m) y T4 (62-64 m), y sobre éste último existe un nivel de raña con cota relativa de 109 m. Posteriormente Molina *et al.* (1972), Molina (1974) y (1975) e IGME, (1985c, 1989a y 1989b) señalan hasta ocho niveles, que se reseñan en la tabla 3-12. También existe una descripción de 7 niveles en el río Bullaque, que han sido correlacionadas con las del río Guadiana (Molina, 1975 e IGME, 1989a). Antes de entrar en el Estrecho de las Hoces existen los siguientes niveles:

Terraza (orden)	Cota sobre el nivel del río (m)	Edad (Molina, 1975; IGME (1985 y 1989a))	Plataforma/hombrera correspondiente	SLW (1)	Edad propuesta
T8	105	Pleistoceno inf.	¿	-	Pleist. Inf.
T7	65-75	Pleistoceno inf.	P2	-	Pleist. Inf.
T6	35-40	Pleistoceno inf.	P1	-	Pleist. Inf.
T5	25-27	Pleistoceno inf.	¿	-	Pleist. Inf.
T4	20-23	Pleistoceno med.	¿	-	Pleist. med.
T3	15-18	Pleistoceno med.	¿	EHCAJ1 (1)	Pleist. med.
T2	12-14	Pleistoceno med.	H4	EHCAJ2 (1)	Pleist. Med-sup.
¿T1?	8-10	Pleistoceno med-sup	H3	EHCMD3, EHCMD1 y EHCAJ3	Holoceno
Nivel actual	0	Holoceno	Barras, H1 y H2	EHCMD2	Holoceno

**Tabla 3-12. Niveles de terraza encontrados en el río Guadiana antes de su entrada al Estrecho de las Hoces. Los SLW indicados como (1) se interpretan como niveles de terraza. (P) plataformas, (H) Hombrera**

En la bibliografía se cita un noveno nivel de terraza, la T0, que estaría situada a 2-3 m sobre el cauce, pero que según las observaciones de campo no parece corresponder a un

nivel de llanura abandonado, sino más bien a un replano generado por un proceso de encajamiento generalizado del río sobre sus propios depósitos. Este nivel sería alcanzable por las crecidas con una magnitud superior a lo normal sin llegar a ser extraordinarias (por ejemplo la crecida de 1997).



**Figura 3-60. Erosión en las márgenes en la crecida de enero de 1997 (fotografía de julio de 1997). Los bancos arenosos erosionados (hasta 3 m de altura) se encuentran aguas abajo de Luciana, antes de la confluencia con el río Tirteafuera**

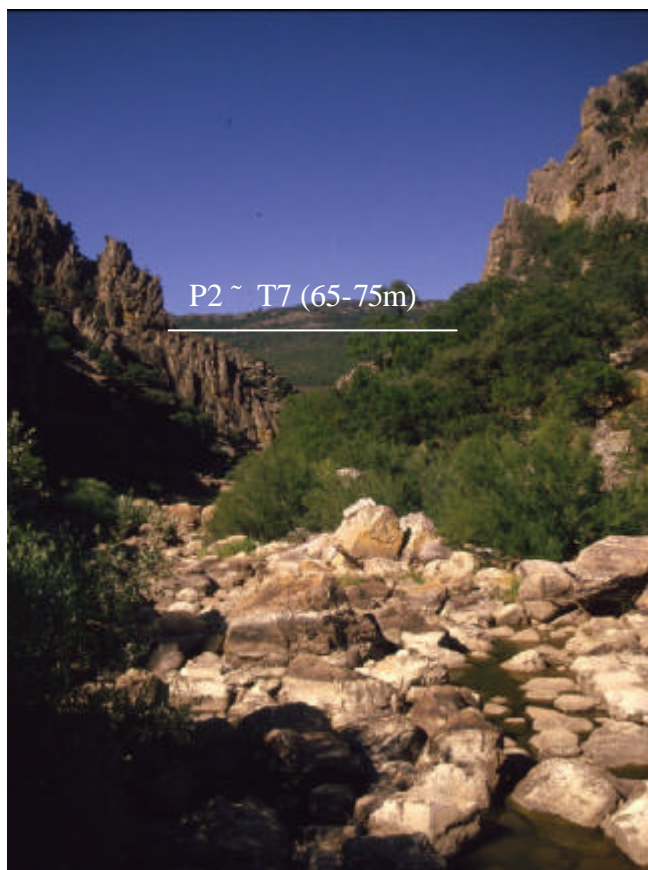


**Figura 3-61. Marcas de crecida (enero 1997) en las inmediaciones del puente de Retama (3 m de altura)**

El encajamiento generalizado ha sido observado al menos desde el tramo Luciana-Estrecho de las Hoces, dejando al descubierto numerosas superficies de cantos de barras antiguas, creando surcos erosivos sobre el aluvial de más de un metro de profundidad y

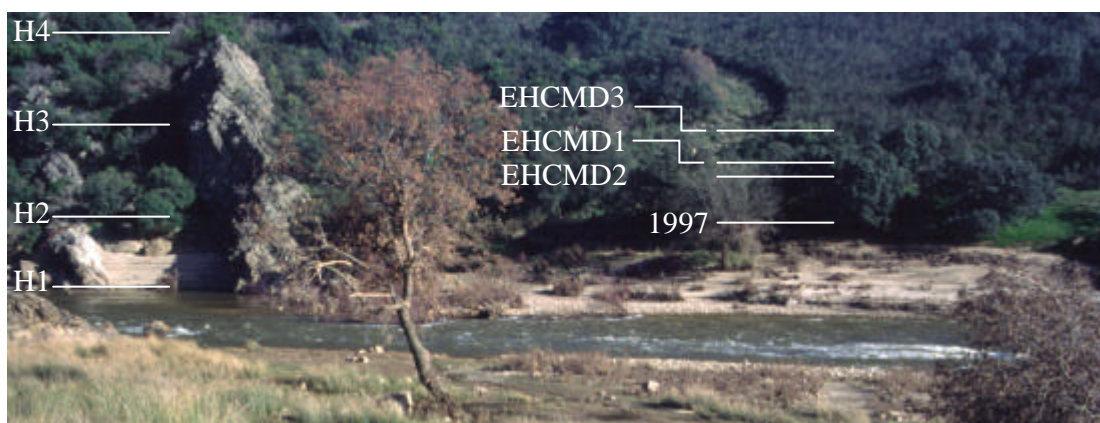
marcas de erosión continuas en las márgenes (Figura 3-60). Estos efectos son muy patentes recientemente debido a la crecida de enero de 1997 que dejó amplias y extensas marcas como restos de vegetación, árboles arrastrados, detritus, flotantes e incluso animales muertos (Figura 3-61).

Hemos denominado plataforma de roca a una superficie de carácter erosivo, que se encuentra formando replanos en las crestas de cuarcita y que puede correlacionarse entre varias de estas crestas (Figura 3-62). El origen propuesto para estas superficies sería el equivalente a algunas de las terrazas que existen aguas arriba en el meandro de “Las Vegas” y meandro del Chiquero (Hernández-Pacheco, 1952) que se indican como niveles muy altos en el tramo alto del río Guadiana. A partir de trabajos de campo se han podido correlacionar algunas de los replanos con las terrazas T7 y T6, pero posiblemente un estudio detallado de la zona permitirá establecer mejores correlaciones con otros niveles de terraza.



**Figura 3-62. Tramo de alta pendiente en el interior del Estrecho con bloques de considerables dimensiones. Al fondo, sobre una de las crestas de cuarcita, puede observarse uno de los niveles de plataforma (P2)**

Encontramos replanos erosivos (hombreras) de menor tamaño que las plataformas y situados sobre la roca del lecho (Figuras 3-63 y 3-64). Se incluyen aquí replanos que se encuentran sobre éste a un nivel alcanzable por las aguas de las crecidas más altas. Genéticamente serían iguales a las plataformas, con la diferencia de que aún podrían ser activos; para diferenciarlos se han utilizado criterios topográficos y de aspecto. Su interpretación genética la hemos obtenido a partir de su correlación altitudinal con los SLW. Según Wohl (1998), la falta de alteración química, crecimiento de elementos orgánicos (líquenes y musgos) y superficies pulidas y limpias indican que la erosión es activa. En el caso del EH, las hombreras que presentan pulidos son la H1 y H2 y a partir de este punto las hombreras están ya colonizadas por los líquenes y musgos.



**Figura 3-63. Correspondencia entre los SLW de la margen derecha y los niveles de hombros erosivos encontrados a la entrada del Estrecho de las Hoces**

Los niveles encontrados son cuatro: el primer nivel (H1), el más bajo, está prácticamente enrasado con el agua a pocos centímetros de ella (<30 cm). Presenta marmitas coalescentes y resaltes de roca a veces parcialmente recubiertos de travertinos. Todas las rocas están muy pulidas. Este nivel representaría el lecho del río durante los periodos de caudales bajos en los cuales se concentra todo el caudal. Durante el caudal normal sobre él se maximizaría el esfuerzo de cizalla y la potencia fluvial para rebajar el relieve. Genéticamente corresponde a un canal de aguas bajas. El segundo nivel (H2) se encuentra a continuación. También las rocas están muy pulidas, con ausencia de musgos y líquenes, y también de marmitas; esto indica que es un nivel que sigue alcanzándose por las aguas de crecidas frecuentes, aunque hidráulicamente no concentre la erosión. Sobre este nivel encontramos casi todos los restos de detritus (*flotsam*) reciente, probablemente de la avenida de 1997. La altura sobre el cauce es de 4 m. Este nivel se



correlacionaría con la terraza T0 de 2-3 m y que interpretamos como nivel de encajamiento reciente. A este nivel aparecen barras de gravas que a veces recubren las zonas pulidas. Genéticamente sería el equivalente al canal ordinario o *bankfull*. El tercer nivel (H3) no es tan claro y nítido como los anteriores, puesto que las superficies pulidas son muy toscas y recubiertas de líquenes y musgos. No hay marmitas frecuentes y cuando existen están cubiertas de líquenes. Sobre este hombro se han encontrado restos de elementos flotantes de apariencia antigua, en los que hay indicios de carbonización en los extremos de la madera. Está a unos 7-10 m sobre el cauce y su base se correlacionaría con los depósitos de SLW más bajos encontrados, mientras que la parte alta lo haría con los SLW altos. La interpretación es que se trata de un nivel de crecidas que superan la ordinaria, de alto periodo de retorno y en las que las condiciones hidráulicas serán diferentes a los niveles anteriores, predominando las aguas remansadas que den lugar a SLW. Probablemente, al ser una morfología erosiva, puede tratarse de un H1 ó H2 antiguo, en el que ya no hay predominio de la erosión. Este nivel sería genéticamente el equivalente del límite de la llanura de inundación. El cuarto nivel (H4) se trata de un replano mal definido a 12-14 m sobre el cauce y a unos 2-3 m sobre el anterior, que corresponde con SLW altos, que posiblemente solo se ocuparía en las avenidas extraordinarias o que incluso se encuentre ya abandonado y forme parte de una terraza. Es muy difuso, no parece estar pulido y la roca esta recubierta de vegetación.



**Figura 3-64. Superficie pulida del primer nivel (H1) en la imagen izquierda y superficie pulida recubierta en el segundo nivel (H2), imagen derecha**

Los replanos representan paleoniveles de incisión activa del lecho. Interpretamos que estas zonas, donde actualmente se está rebajando el nivel del lecho (replanos activos con marmitas), fueron en el pasado los niveles superiores (H3 y H4), quedando en la

actualidad únicamente cubiertos durante eventos extraordinarios. Esta forma de erosión activa supone la incisión de obstáculos rocosos y permite a ríos como el Guadiana cruzar las alineaciones de cuarcita que se oponen a su paso creando estrechos y portillos como el de Cíjara.

Otra muestra del encajamiento predominante en este tramo de Luciana-Retama-Puebla de Don Rodrigo son los meandros encajados en roca, que se encuentran a lo largo de todo el tramo, y desaparecen al llegar al Estrecho de las Hoces. La roca por la que circula el río en este caso son las pizarras más blandas y que permiten la divagación del cauce. En ocasiones existe un recubrimiento de aluvial, más potente en algunos tramos como el de Retama-Puebla de don Rodrigo, pero en general los meandros se encuentran confinados sobre el sustrato rocoso.

#### **3.6.2.2 Elementos menores (meso y microescala)**

Dentro de estos elementos se han agrupado morfologías de tamaño variable y en general pequeño que pueden aportar información sobre el funcionamiento del río durante los episodios de crecida y sobre su evolución, sobre todo en la discusión sobre los resultados de la modelización de los depósitos de SLW encontrados.

Las marmitas son formas erosivas en las que puede obtenerse información como zonas de incisión actual, marcar zonas de cambio en el perfil, transformaciones recientes debidas a crecidas extraordinarias o eventos extremos (Figura 3-65). Aparecen formadas sobre el sustrato rocoso, de naturaleza cuarcítica o pizarrosa con tamaños variados y a diferentes alturas, que con toda probabilidad es un indicador sobre su edad y estado de evolución. Las marmitas más cercanas al agua suelen encontrarse en su mayoría unidas a otras, por lo que la superficie que se observa es de erosión en semicírculos. Estas representan un nivel de erosión muy activo, ligado con la incisión actual sobre el sustrato. Se corresponden con la hombrera H1.

Un grupo diferente se sitúa algo más alto; el tamaño es mayor, la relación diámetro/profundidad ( $d/z$ ) con valores de 1,25-1,4, pudiendo llegar en algún caso hasta 12. Se encontrarían asociadas a la hombrera H2. Por último, encontramos, a cotas correspondientes a H3, una marmita perforada de gran tamaño ( $d = 12-15$  m). Su

superficie está pulida y cubierta de líquenes. Sobre esta marmita se encuentra el H4 con restos de detritus muy antiguos.



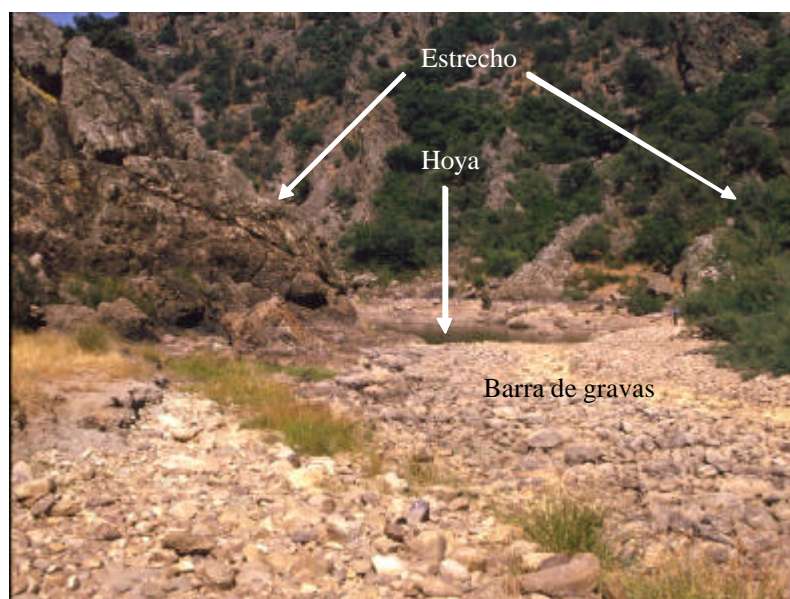
**Figura 3-65. Marmitas del primer nivel (arriba), del segundo nivel (abajo. izq.) y flotsam acumulado sobre la hombrera H3 (abajo dcha.)**



**Figura 3-66. Pulidos en el H2, en los que puede verse un surco transversal, que está parcialmente relleno de sedimento y en el que se están desarrollando nuevas marmitas**

Los surcos o acanaladuras transversales (*transverse furrows*) suponen un gradiente uniforme en la primera mitad del Estrecho, después desaparecen al cambiar la pendiente local y hacerse más pronunciada. Su presencia está limitada a la margen izquierda donde sobre ellos a veces se forman dos o más marmitas encadenadas que terminan por unirse. Este hecho indica que son formas previas a la formación de marmitas, que permiten que la erosión amplíe y progrese hasta rebajar por completo el relieve. Su asociación por algunos autores (Richardson y Carling, 2005) a zonas con gradiente uniforme donde se dan ondas de tipo estacionario, permite establecer una analogía con formas similares de depósito de tipo antiduna.

Esta hipótesis se relaciona bastante bien desde el punto de vista hidráulico con la morfología del tramo donde aparecen, un estrecho con paredes verticales y gradiente bajo y uniforme en el que la transmisión del flujo se hace a alta velocidad y sin perturbaciones, lo cual permite realizar erosión en puntos fijos a partir de los cuales se desarrollan los surcos, y después las marmitas en las zonas más deprimidas (Figura 3-66).



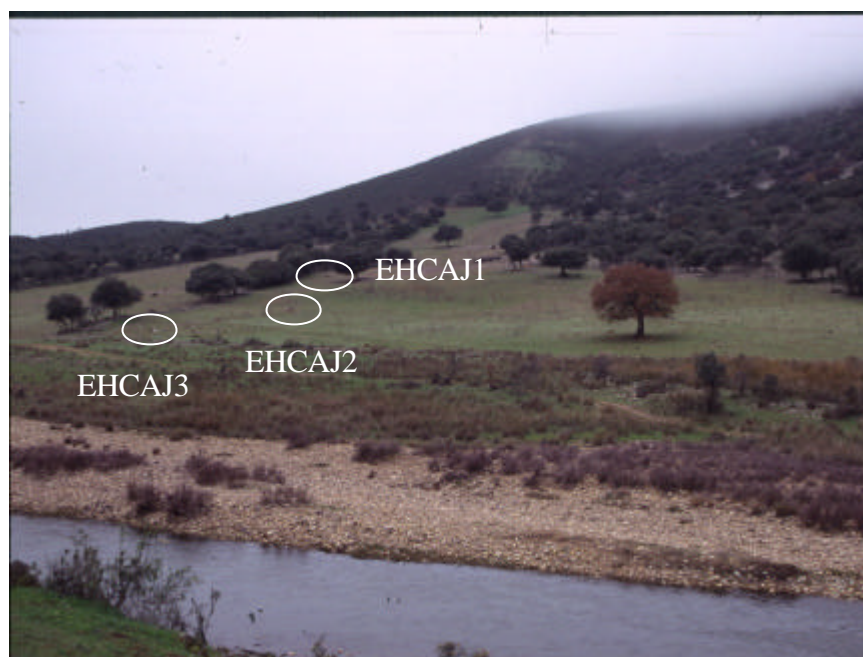
**Figura 3-67. Barra de gravas a la entrada del Estrecho de las Hoces y hoya posterior producida por la intensa tensión de cizalla y potencia fluvial en la zona central**

Existe una acumulación de sedimento importante en forma de barras en zonas previas al tramo analizado e incluso en él (Figura 3-67). Las barras son de gravas y en zonas alejadas llegan a tener espesores considerables, quedando en algunos casos detenidas



por la vegetación de ribera como fresnedas y tarayales. Antes del Estrecho de las Hoces se presenta una de las mayores, causada por la pérdida de carga que supone la detención de las aguas previamente al estrechamiento. Estas barras suelen estar asociadas con hoyas de erosión donde se concentra toda la energía, mientras que el depósito se produce en las zonas previas (elementos gruesos) y en zonas de remanso (SLW más altos).

Un hecho muy importante para los análisis posteriores es que la presencia de acumulaciones de gravas provoca cambios en la sección que modifican su curva de gasto, por esta razón los paleoniveles pueden verse alterados sensiblemente. En este sentido varias de las columnas de SLW que han sido levantadas se encuentran a la altura de la barra de gravas a la entrada del estrecho y, por tanto, los resultados obtenidos en la modelización han de tomarse con precaución.



**Figura 3-68. Situación de los depósitos de SLW sobre la margen izquierda del río Guadiana (EHCAJ)**

### **3.6.3 Los depósitos de remanso (SLW)**

Dentro del tramo estudiado del Estrecho de las Hoces existen dos cortes de depósitos de SLW, sobre la margen izquierda y a la salida de un afluente, el arroyo de Doña Juana y

otro sobre la margen derecha, antes de la entrada del río Guadiana en el Estrecho de las Hoces (Figura 3-68).

### **3.6.3.1 Corte del Arroyo de la Juana (EHCAJ)**

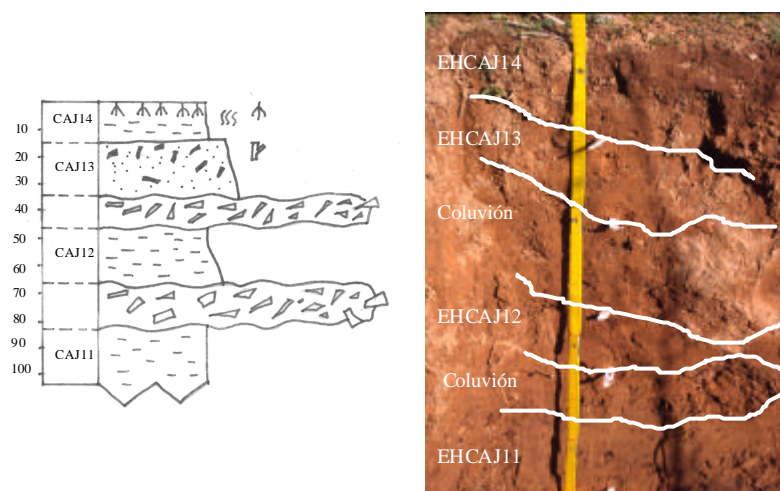
El primero de los cortes está situado topográficamente aguas arriba. Las columnas estudiadas se localizan en una suave ladera de poca pendiente dentro de la margen izquierda del río Guadiana y a bastante distancia del cauce. Constituye la parte externa de un meandro ligero que describe el río antes de adentrarse en los estrechos. Dentro de un contexto hidráulico, se localizan en una zona amplia, donde el río en crecida penetra dentro del afluente. Este arroyo no presenta márgenes abruptas ni sobreelevadas respecto al río principal, por lo que al desembocar con escasa pendiente dificulta el depósito de SLW por formación de remolinos.

Los depósitos dejan una gran extensión cubierta de material fino, siendo la máxima potencia en unos pequeños retazos de terrazas, estando las dos superiores (EHCAJ1 y EHCAJ2) parcialmente erosionadas. El tercer replano y más bajo (EHCAJ3), queda como un nivel de SLW más reciente y mejor delimitado. Todas las columnas se encuentran al pie de un antiguo coluvión inactivo.

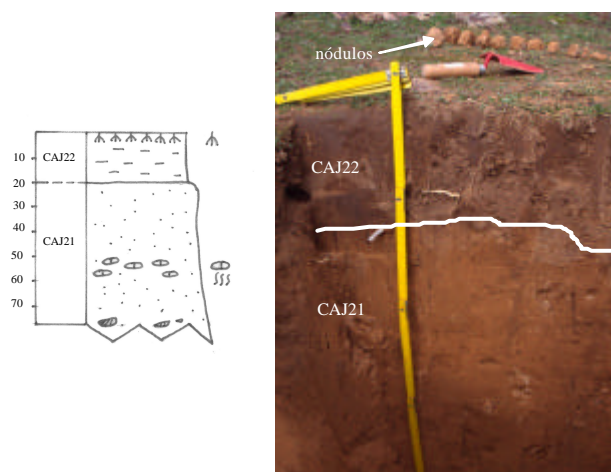
#### ***Columna EHCAJ1***

Es el nivel superior dentro de los tres niveles de depósito. La columna es bastante potente, de unos 90 cm en total, y presenta varias unidades de depósito, hasta cuatro niveles bien diferenciados de depósito (Figura 3-69). La unidad estratigráficamente más baja en el corte (EHCAJ11) la forman arcillas muy compactas de color rojizo intenso de al menos 20 cm de espesor. El límite inferior no se ha determinado, el superior es muy neto con un depósito de coluvión de 15 cm de espesor. El coluvión lo forman cantos angulosos heterométricos y con potencia variable. La segunda unidad (EHCAJ12) presenta unos limos de color ocre que son más gruesos en la base (posible límite con otra unidad). Su espesor es variable y cercano a los 20 cm. Sobre esta unidad hay otro nivel de coluvión de 10 cm de espesor, con cantos angulosos de tamaño menor. El techo es irregular. La unidad siguiente (EHCAJ13) la forman limos arenosos de color rojizo y abundante presencia de materia orgánica. El espesor es de 18 cm y tienen un límite neto

con la unidad superior. Por último, a techo de la columna encontramos la unidad (EHCAJ14), formada por limos de color oscuro y arcillas formando agregados. Esta unidad tiene características de suelo, y espesor de 12 cm; también presenta abundante materia orgánica y bioturbación. La presencia de un suelo bien formado hace que la columna posiblemente no se trate de SLW, sino más bien una terraza o un nivel de coluvión antiguo.



**Figura 3-69. Esquema y fotografía de la columna EHCAJ1 con los diferentes niveles interpretados**



**Figura 3-70. Esquema y fotografía de la columna EHCAJ2 con los diferentes niveles interpretados**

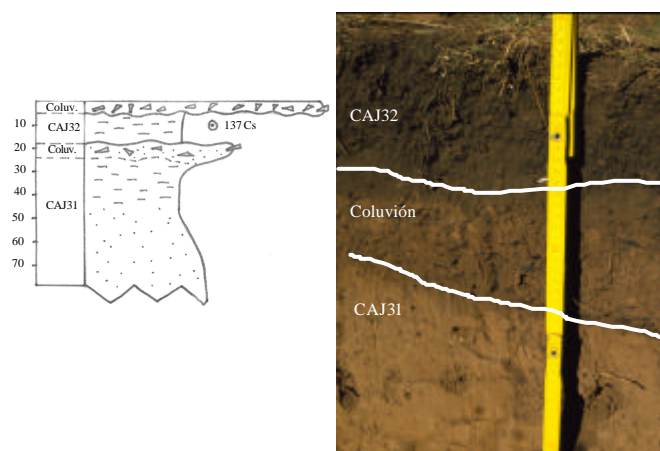
### *Columna EHCAJ2*

Situada en la misma zona, algo más baja que la columna anterior. Se trata de un bancal erosionado, con un espesor total menor que la columna anterior, cercano a los 77 cm

(Figura 3-70). Tan solo aparecen diferenciadas dos unidades de forma clara y no hay ningún nivel de coluvión si exceptuamos algunos cantos en la base. La unidad principal de depósito (EHCAJ21) la forman arenas muy finas y limos de color rojizo con abundantes concreciones de carbonatos. Estos se sitúan principalmente a 26 cm de la base de la columna y forman nódulos y tubos alargados en forma de raíz. El espesor total de la unidad es de 57 cm y el límite superior es neto. A techo de esta aparece el nivel EHCAJ22, formado por limos muy oscuros casi negros. Esta unidad, al igual que ya ocurriese con el nivel EHCAJ14 de la columna anterior, pudiera ser un suelo desarrollado en los depósitos de paleoavenida.

### *Columna EHCAJ3.*

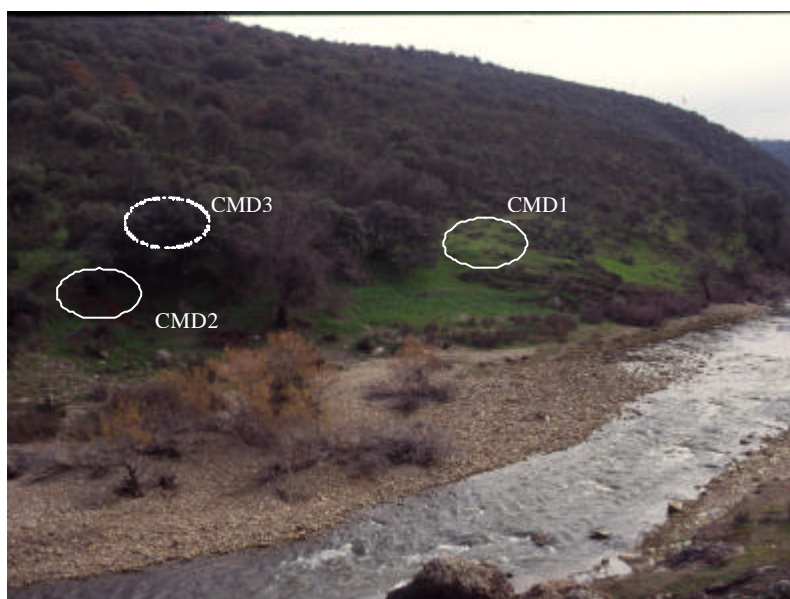
De los tres niveles o replanos de la zona del Arroyo de Doña Juana éste es el único que presenta un aspecto reciente, siendo la columna más baja de todas. A diferencia de los dos anteriores interpretamos que se trata de un auténtico SLW. Topográficamente, tiene correlación con el techo del nivel EHCMD1 del corte 1 situado sobre la margen derecha. Presenta dos niveles (Figura 3-71); el nivel principal, más antiguo estratigráficamente (EHCAJ31), tiene una potencia de 60 cm y está formado por limos y arenas finas de color rojizo. A techo de dicha unidad encontramos un nivel de coluvión no muy organizado, con cantos dispersos. La unidad superior (EHCAJ32) la forman limos muy oscuros con materia orgánica y espesor de 15 cm; a techo de la columna hay un pequeño coluvión.



**Figura 3-71. Esquema y fotografía de la columna EHCAJ3 con los diferentes niveles interpretados**

### 3.6.3.2 Corte de la margen derecha del Estrecho (EHCMD)

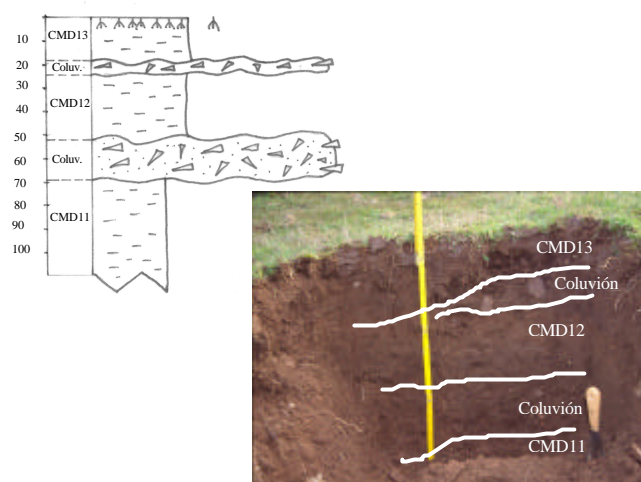
Localizados en la margen derecha del río Guadiana inmediatamente antes del Estrecho, aparecen las diversas columnas en forma de bancos (Figura 3-72). Hidráulicamente, este corte presenta la particularidad de representar un ambiente deposicional de remanso por creación de remolinos causados por divergencia de flujo. Las aguas, ante el estrechamiento, generan una convergencia hacia el centro por aumento de velocidad y causan separación del flujo con remolinos en las márgenes. La presencia de un pequeño afluente en la margen derecha posibilita la entrada de las aguas y la generación de zonas con mayor remanso para los SLW. Se han analizado tres columnas formando bancos. Dos de ellas se superponen estratigráficamente: EHCMD1, la superior y EHCMD2 la inferior. La tercera columna EHCMD3 se encuentra aguas arriba, a una cota 1,7 m superior a la EHCMD1.



**Figura 3-72. Localización de los depósitos de SLW sobre la margen derecha del río Guadiana antes de la entrada en el Estrecho de las Hoces (EHCMD)**

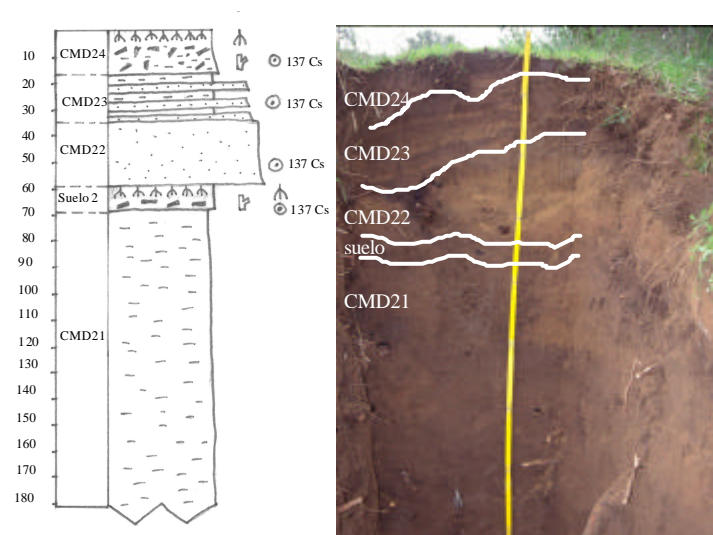
#### *Columna EHCMD1*

Forma una terraza pequeña en la margen izquierda del arroyo. Esta columna posiblemente es muy antigua por la existencia de un suelo en la zona superior. Lo forman tres unidades diferentes, siendo la superior un suelo mal desarrollado sobre materiales limosos (Figura 3-73).



**Figura 3-73. Esquema y fotografía de la columna EHCMD1 con los diferentes niveles interpretados**

La unidad más baja (EHCMD11) está formada por arcillas rojas de potencia indeterminada. Encima de ellas se desarrolla un coluvión de cantos pequeños, angulosos y de 20 cm de potencia. Sobre él hay una nueva unidad (EHCMD12), formada por limos de color rojo oscuro. Esta es la unidad más desarrollada y tiene 25 cm de espesor. A techo hay un nuevo episodio de coluvión muy poco desarrollado. La tercera unidad (EHCMD13) la forman limos oscuros y bastante edafizados. Hay presencia de agregados. El espesor es de 18 cm.



**Figura 3-74. Esquema y fotografía de la columna EHCMD2 con los diferentes niveles interpretados**



### Columna EHCMD2

Se sitúa 1 m por debajo de la columna anterior. Es la más baja de las terrazas de depósito y constituye una serie potente y bien definida que alcanza los 175 cm de espesor total, con varias unidades bien diferenciadas e incluso un nivel de paleosuelo (Figura 3-74). La unidad topográficamente más antigua (EHCMD21) son unos limos oscuros de 110 cm de espesor que quedan truncados a techo por un paleosuelo. Éste, con 10 cm de espesor, contiene restos de materia orgánica y está formado por limos con estructura de agregados. Sobre él se disponen unas arenas rojizas (EHCMD22) de espesor muy irregular de unos 28 cm. La tercera unidad de SLW (EHCMD23) la forman intercalaciones de arenas finas rojizas y limos oscuros, que lateralmente se acúan. El espesor total es variable y en torno a los 14 cm de media. A techo se encuentra un nivel con formación incipiente de suelo (EHCMD24) formado por limos oscuros y mucha materia orgánica que lateralmente se acuña y desaparece, tal y como ocurre en el caso del nivel anterior.

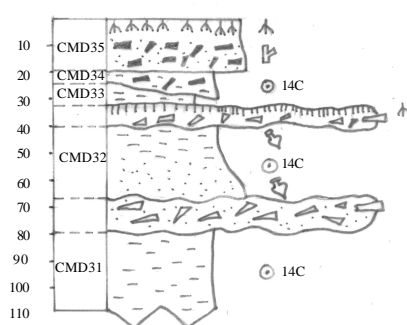


Figura 3-75. Esquema de la columna EHCMD3 con los diferentes niveles interpretados

### Columna EHCMD3

Se sitúa por encima de todas las columnas, a 1,7 m de la EHCMD1 y a 2,7 m de la EHCMD2. En superficie aparecen unas arenas finas con un nivel orgánico, resultado de una incipiente formación de suelo con espesor irregular y variable entre 12 y 20 cm (EHCMD35). Estratigráficamente por debajo, hay otro nivel de 5 cm de espesor formado por limos rojizos (EHCMD33). Este nivel se acuña lateralmente, sustituyéndose por un nivel de SLW con apariencia más moderna y abundantes restos

de carbón vegetal (EHCMD34). En la base de ambos un nivel de materia orgánica a techo de un coluvión de 3 cm que lateralmente se acuña. Por debajo, la unidad superior de la unidad de SLW (EHCMD32), formada por limos rojizos a techo y arenas en la base, en un doblete de 25 cm de espesor total. A techo de este nivel se han encontrado fragmentos de ladrillo y un fragmento de vasija, sin que hayan sido datados. En la base hay un coluvión con 15 cm de espesor y en su base una nueva secuencia de SLW (EHCMD31), con profundidad indeterminada (Figura 3-75).

### ***3.6.3.3 Limitaciones derivadas del estrechamiento y de la naturaleza de los depósitos***

A continuación se expondrán algunas conclusiones como síntesis de resultados sobre el análisis de los depósitos encontrados y que en ocasiones suponen limitaciones en la validez de los resultados obtenidos. Los cortes denominados “de la margen derecha” se encuentran en una zona previa a un estrechamiento notable donde es posible que las aguas se vean sobreelevadas por efecto de la disminución de sección. Esto podría afectar a que los niveles topográficos de los depósitos encontrados indiquen caudales algo más altos que los reales.

El estudio en detalle de los cortes superiores de la zona del Arroyo de Doña Juana permite establecer, en base a la presencia de suelos bien desarrollados, la coloración rojiza de sus arcillas y sobre todo su elevada posición topográfica (interpretada como restos de terrazas, que inclusive pueden correlacionarse con otros niveles constatados en el área), que los depósitos encontrados pudieran no tratarse de SLW, sino restos de una antigua terraza removilizados por los procesos de ladera o bien tratarse de coluviones muy finos que se encuentran al final de la ladera en la zona de menor pendiente. El corte EHCAJ1 tiene un suelo bien desarrollado en el nivel superior. Por esta razón se han descrito, pero no se han incorporado a los análisis. No ocurre igual con el corte EHCAJ3, que se encuentra mucho más bajo en cota, con unos depósitos más claros de morfología en bancal, y que muestra correlación topográfica con los niveles de la margen derecha.



### 3.6.4 Análisis hidráulico de paleocreencias

#### 3.6.4.1 Modelo HEC-RAS

En el levantamiento topográfico se han representado un total de 9 perfiles y 16 interpolados que resultan en un total de 25 perfiles totales para un tramo con una longitud total de 1000 m (Figura 3-76).



Figura 3-76. Localización de los perfiles en el tramo de estudio

#### 3.6.4.2 Parámetros del modelo: Estimación de las pérdidas de carga

Las pérdidas de carga se van a evaluar mediante la estimación del coeficiente de rugosidad, tanto en el canal como en la llanura de inundación, como en las pérdidas de carga locales por contracción y expansión.

Para la estimación de la  $n$  de Manning en el canal (Tabla 3-13), el valor básico de rugosidad ( $n_b$ ) se ha obtenido mediante la tabla de valores de la FHWA (1984), donde se indica un coeficiente de 0,025 para la roca fresca en cauce liso y un valor de 0.030-0.050 para la grava (entre 64-256 mm) en cauces rectos. El tramo del Estrecho de las Hoces presenta el canal recubierto de gravas de tamaño grande, y dentro del estrecho (no modelizado) bloques. El valor finalmente adoptado es el del rango 0.030-0,050. La irregularidad en la superficie del cauce ( $n_1$ ) es moderada-grande a grande en todos los perfiles. Existe un lecho rocoso, con protuberancias tanto en la margen izquierda como en la derecha. Se ha tomado un rango de 0,011-0,02. Los cambios en la geometría del cauce ( $n_2$ ) en EH son moderados a bajos. Los valores adoptados son: 0,008 (cambios moderados) y 0,005 (alternancias ocasionales). Las obstrucciones en el canal ( $n_3$ ) son menores, y por tanto se ha considerado un abanico de valores entre 0,005-0,015 (categoría menor según Chow, 1959). El canal se encuentra bastante vegetado en sus límites, e incluso existen algunas islas con densa vegetación de tarais, lo que nos ofrece un resultado de  $n_4$  entre 0,010-0,025, influencia media. La sinuosidad del canal ( $m$ ) se considera irrelevante para la modelización de crecidas, puesto que la mayor parte del flujo circula por la llanura. Se ha adoptado un valor fijo de 1 para todas las secciones.

Variable rugosidad	Mínimo	Máximo
$n_b$	0,03	0,05
$n_1$	0,011	0,02
$n_2$	0,008	0,005
$n_3$	0,005	0,015
$n_4$	0,01	0,025
$m$	1	1
$n$	0,03	0,115

**Tabla 3-13. Intervalo mínimo y máximo en los valores finales de la rugosidad en cada uno de los apartados de la fórmula de Cowan para el canal**

Los valores finales que se han adoptado para la rugosidad en la llanura de inundación (Tabla 3-14) en los diferentes apartados de la fórmula son: para  $n_b$ : 0,016 (llanura de inundación), 0,018-0,025 (glacis), 0,014-0,03 (terrazza) y 0,02-0,025 (roca desnuda). Para  $n_1$ : cambios menores (0,001-0,005) y moderados (0,006-0,01). Para  $n_2$  se ha

adoptado el valor de 0. Para las obstrucciones  $n_3$ : 0-0,004 (insignificante) a 0,02-0,03 (apreciable). Respecto a la vegetación  $n_4$ : 0,001-0,010 (pequeño) y 0,011-0,025 (medio). El valor de sinuosidad  $m$ , es 1.

Variable rugosidad	Mínimo	Máximo
$n_b$	0,014	0,025
$n_1$	0,001	0,01
$n_2$	0	0
$n_3$	0	0,03
$n_4$	0,001	0,025
$m$	1	1
$n$	0,026	0,09

**Tabla 3-14. Intervalo mínimo y máximo en los valores finales de la rugosidad en cada uno de los apartados de la fórmula de Cowan para la llanura de inundación**

Las pérdidas de carga locales por contracción o expansión no existen en todo el perfil, excepto en el último de ellos (perfil 0) cuando termina la modelización y el río Guadiana penetra en el interior del Estrecho de las Hoces. Los valores finalmente adoptados son 0,1 y 0,3, excepto en el perfil citado, que se emplearán 0,3 y 0,5.

### 3.6.4.3 Calibración del modelo

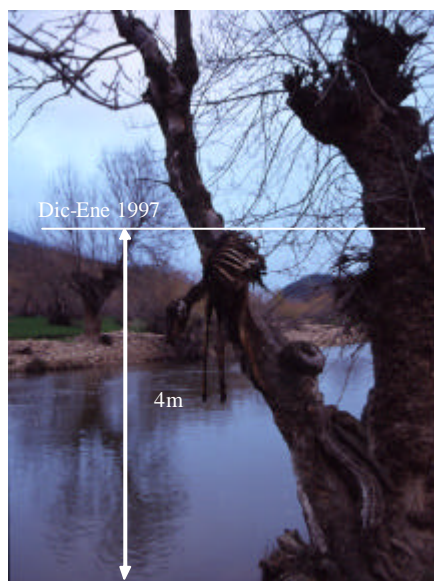
Una vez preparado el modelo y los datos de entrada de los SLW, hemos calibrado el modelo con el objetivo de minimizar los errores en el cálculo de caudales máximos que generaron las avenidas que dieron lugar a los depósitos. El modelo del tramo Estrecho de la Hoces va a ser muy complicado de calibrar en comparación con lo realizado para el Pulo do Lobo, fundamentalmente debido a la ausencia de los principales elementos con los que contábamos en la otra zona: estación de aforo y abundante detritus de una inundación reciente y de caudal máximo conocido.

#### *Calibración con datos de aforo*

No existe dentro del tramo una estación de aforo y las comparaciones de caudales han de hacerse, o bien con la estación de Luciana, algunas decenas de kilómetros aguas arriba, y con el problema de tener algún afluente importante entre ellos. En este caso, el

río Tirteafuera tiene una cuenca muy amplia (727 km<sup>2</sup>) que aporta un caudal estimado por el MOPU (1985) en 730 m<sup>3</sup>/s para un T100, y en 1.049 m<sup>3</sup>/s para T500. Estos valores resultan excesivamente altos ya que han sido calculados mediante el ábaco de Heras para una superficie conocida. En nuestra opinión, el río Tirteafuera sin duda aportará agua en las crecidas, pero dada su longitud lo hará en momentos diferentes a la punta del Guadiana, por lo que presumiblemente el tramo comprendido entre la estación de aforo y la zona de estudio retendrá en el tiempo la crecida, que se mantendrá alta durante mucho tiempo en la zona como han citado numerosos testigos presenciales.

Otra opción es utilizar los datos de desembalse de la presa de Cíjara, que se encuentra aguas abajo del tramo, pero recoge también otros afluentes importantes, como el río Estena, con 492 km<sup>2</sup> de cuenca. Este río tiene unos caudales máximos muy similares al Tirteafuera, calculados por el MOPU (1985), con la misma metodología en 755 m<sup>3</sup>/s para T100 y 1.033 m<sup>3</sup>/s para T500. En ningún caso nos es posible emplear un caudal máximo conocido y una curva de gasto para la calibración.



**Figura 3-77. Marcador para el perfil 9. Cierva muerta y niveles de ramas sobre un fresno de la ribera**

### ***Calibración mediante restos de la crecida de 1997***

Por tanto, la calibración del modelo se ha llevado acabo empleando únicamente detritus, que creemos son insuficientes para dar al modelo la consistencia necesaria y por ello se

han contrastado además los datos de aforo de las últimas tres grandes crecidas, intentando ver la correspondencia con los niveles de SLW del tramo.

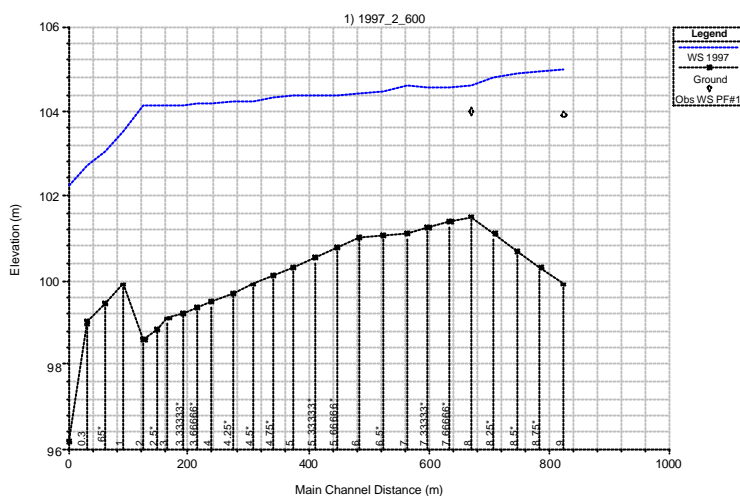


Figura 3-78. Calibración de la crecida de 1997 en base a dos marcas de detritus (?)

Existe una crecida reciente en la zona, la de 1997, que dejó algunos niveles de detritus en algunos perfiles (Figura 3-77), pero la distancia en el tiempo entre el momento de levantamiento topográfico y la crecida, ha disminuido la calidad de las observaciones, reducidas a dos: un nivel de ramas en el perfil 8, unas marcas de ramas y un ciervo muerto colgados sobre el perfil 9. Consideramos ambos marcadores como de calidad baja, puesto que la observación es muy posterior y tampoco se acompaña de otras marcas que puedan apoyar los resultados.

Por tanto, para ajustar el modelo (Figuras 3-78 y 3-79) se han empleado conjuntamente los valores de las crecidas de 1941, 1947 y 1997, aforadas respectivamente como de 2.200 m<sup>3</sup>/s (Cíjara), 3.100 m<sup>3</sup>/s (Cíjara) y 699 m<sup>3</sup>/s (Luciana). El resultado final, al contrastar con los SLW que por cota y/o edades radiométricas pueden corresponder, indica que los valores de Cíjara son más altos de los obtenidos para los modelos. Así encontramos que en la crecida de 1947 el caudal en Cíjara fue de 3.100 m<sup>3</sup>/s y el modelo ajusta bien con un caudal de 2.600 m<sup>3</sup>/s (reducción de un 17%). En la crecida de 1941 el caudal fue de 2.200 m<sup>3</sup>/s y el modelo ajusta bien para 1.800 m<sup>3</sup>/s (reducción de un 23%). Estas reducciones entran dentro de lo esperado por el aporte del río Estena en la crecida. En la crecida de 1997 en vez de aumentar el caudal respecto a lo aforado en Luciana hubo una reducción del 15%, puesto que la crecida provenía sobre todo del río

Guadiana y se dio laminación en el tramo. Aún así, los marcadores de la crecida no son lo suficientemente fiables como para afirmar con seguridad este punto.

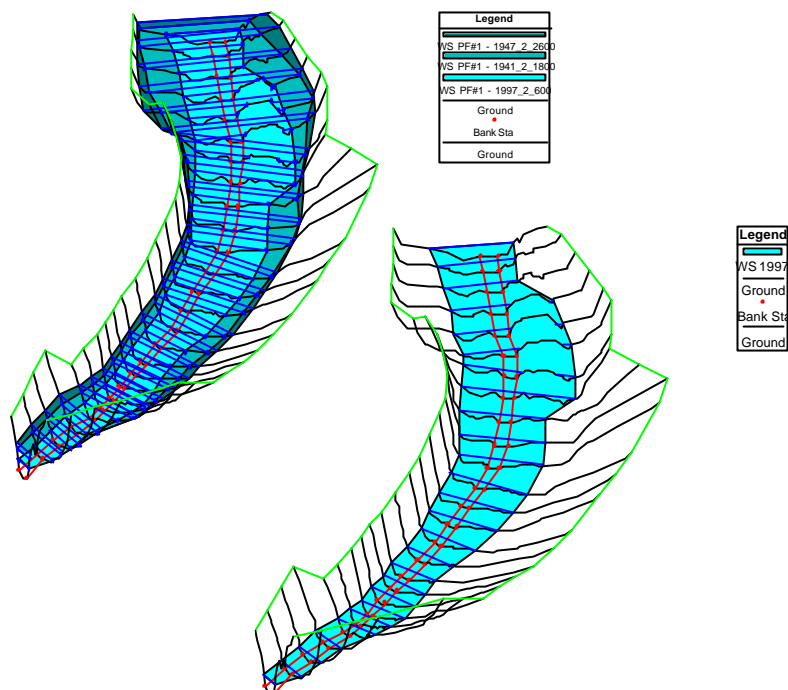


Figura 3-79. Salida 3D del programa HEC-RAS con los resultados en el tramo de EH de las crecidas recientes de 1947, 1941 y 1997 (A) y representación de la crecida de enero de 1997 (B)

#### 3.6.4.4 Estimación de caudales máximos para los SLW

A partir de la situación topográfica (cota relativa de cada depósito) en relación con la cota de la lámina de agua obtenida en cada modelización, se ha obtenido el caudal de cada evento. La condición de contorno final empleada es la pendiente normal que se supone igual a la pendiente de la línea de energía. En este caso  $n_d = 0.0014$ . Se ha supuesto que el tramo se comporta de forma general en régimen de flujo subcrítico, aspecto que permanece constante al revisar los números de Froude en cada perfil. El único tramo que presenta valores cercanos al crítico es el perfil inicial (perfil 0), sobre todo para caudales bajos.

Se han modelizado las siguientes agrupaciones de eventos de crecida (ordenadas de mayor a menor altura): CMD31, CMD32, CMD33, CMD34, CMD35, CMD13, CMD12, CMD11, CMD24 y CAJ32, CMD23 y CAJ31, CMD22 y por último CMD21.

El resultado final (Tabla 3-15) es un valor mínimo, puesto que la mayor parte de los depósitos están recubiertos por eventos posteriores.

Evento	Caudal máximo (m <sup>3</sup> /s)
CMD31	2.400
CMD32	2.450
CMD33	2.500
CMD34	2.500
CMD35	2.600
CMD13	2.100
CMD12	2.000
CMD11	1.950
CMD24-CAJ32	1.800
CMD23-CAJ31	1.700
CMD22	1.600
CMD21	1.500

**Tabla 3-15. Caudales máximos instantáneos calculados para cada evento de crecida modelizado a partir de SLW**

### 3.6.5 Dataciones absolutas

A continuación exponemos los resultados de los análisis radiométricos mediante Cesio 137 (tabla 3-16) y Carbono 14 (tabla 3-17), que serán empleados más adelante en las interpretaciones y correlaciones de los depósitos de SLW.

Muestra	Número GEOCISA	Actividad del <sup>137</sup> Cs (pCi/gr)	LID	Resultado
EHCAJ32	GEO-10	0,19±0,01	0,01	Moderna (>1955)
EHCM24	GEO-12	0,36±0,01	0,01	Moderna (>1955)
EHCM23	GEO-11	0,03±0,01	0,02	<1955
EHCM22	GEO-13	0	0,01	<1955
Suelo2	GEO-14	0	0,01	<1955

**Tabla 3-16. Valores obtenidos para las dataciones por Cesio-137**

Muestra	Número BETA	Tipo	Edad medida del radiocarbono	Ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Edad convencional del radiocarbono	Edad Calibrada 2s (AD)	Edad Calibrada 1s (AD)
EHCMD34	167362	Conv.	120 $\pm$ 40 BP	-24,8 $\text{‰}$	120 $\pm$ 40 BP	1670 a 1950	1680-1740 1800-1930 1950-1950
EHCMD32	167363	AMS	290 $\pm$ 40 BP	-28,3 $\text{‰}$	240 $\pm$ 40 BP	1530-1560 1630-1680 1740-1800 1930-1950	1640-1670
EHCMD31	167364	Conv.	160 $\pm$ 40 BP	-25,0 $\text{‰}$	160 $\pm$ 40 BP	1660 a 1950	1670-1690 1730-1810 1920-1950

**Tabla 3-17. Resultados de las dataciones de los depósitos**

La datación mediante  $^{137}\text{Cs}$  de las cinco muestras analizadas ofrece los siguientes resultados: dos de ellas han resultado presentar actividad de cesio-137 alta, que indica que su edad es posterior a 1955, o bien que se han contaminado en exceso por aguas pluviales. Ambas se encuentran a techo de sus respectivas columnas. Las otras tres muestras parecen no tener actividad reseñable, al menos en dos de ellas el resultado es negativo, y en la tercera ofrece valores bajos. Esta muestra (EHCMD23) se encuentra estratigráficamente por debajo de la muestra EHCMD24, que ha resultado ser moderna, lo cual podría explicar su contaminación por infiltración de agua de lluvia, pero no es descartable que sea un depósito moderno. Se han realizado dos análisis de  $^{14}\text{C}$  mediante el método convencional y uno mediante espectrometría de masas.

### 3.6.6 Resultados en la correlación de depósitos y caudales

A continuación se expondrán las principales conclusiones de la correlación de los depósitos y su asignación a eventos concretos cuando esto sea posible. Por último a partir de la identificación de eventos se procederá a la reinterpretación de la magnitud para la zona de estudio.

#### 3.6.6.1 Interpretación de los resultados y asignación de los depósitos a crecidas históricas

Para establecer la correlación entre los diferentes depósitos se han empleado métodos de tipo estratigráfico, atendiendo al orden de superposición de los niveles y en base a la cota topográfica relativa. Los resultados se muestran en la figura 3-80.



No pueden hacerse dentro del tramo y con los diferentes depósitos demasiadas correlaciones en base a su cota topográfica, puesto que solo ha sido posible relacionar dos columnas (EHCAJ3 y EHCMD2), por tanto los únicos eventos relacionados con seguridad son el nivel EHCAJ32 con EHCMD24 y el nivel EHCAJ31 con EHCMD23. La falta de dataciones radiométricas impide establecer relaciones entre columnas que se encuentran en cotas diferentes, y que, por tanto, en ausencia de información que las relacione, hemos optado por incluirlos como eventos distintos.

La interpretación (Tablas 3-18, 3-19 y 3-20) recoge la información de cada evento de SLW reseñado en el tramo de Estrecho de las Hoces. La asignación de cada crecida a una fecha histórica concreta se ha realizado en base a la correlación, cotas del depósito, calados del modelo y, en las escasas muestras en las que se cuenta, edades radiométricas. A continuación se exponen los principales eventos encontrados, ordenados en función de su cota topográfica.

#### *Evento de marzo de 1947*

El depósito que en el tramo del Estrecho de las Hoces encontramos a una mayor cota es el EHCMD35, sin correspondencia con otros en las demás columnas. El caudal máximo aproximado es de  $2.600 \text{ m}^3/\text{s}$  y la muestra no ha sido analizada radiométricamente. Su asignación a un evento histórico concreto es muy difícil. No obstante, le hemos asignado la crecida histórica de 1947 en base a dos cuestiones: la primera, el caudal aforado para esa fecha en la antigua estación de Cíjara, que se aproxima bastante ( $3.100 \text{ m}^3/\text{s}$ ) con el modelizado para el SLW, en segundo lugar la edad radiométrica del depósito inferior (el evento de 1876). Esto limita bastante las crecidas históricas de la misma magnitud acaecidas con posterioridad, pudiendo ser únicamente la de 1947.

#### *Evento de 1876*

El depósito EHCMD34 es el segundo en cota y se encuentra bajo el nivel anterior. Tiene una edad radiométrica que señala las siguientes edades para el intervalo 2s: entre 1670 y 1950, y por tanto muy amplio. Para intentar circunscribir más, empleamos el intervalo 1s, que indica los siguientes periodos: 1680-1740, 1800-1930 y 1950, de los

que descartamos el último por no haber crecidas en 1950. El periodo comprendido entre 1800 y 1930 presenta las siguientes inundaciones históricas: 1823, 1876, 1881, 1891, 1915 y 1916. El primer periodo entre 1680 y 1740 no presentaría ningún evento, pues las crecidas del siglo XVIII son posteriores a 1750. De todas ellas eliminamos las de 1915 y 1916 que fueron aforadas en Cíjara con valores menores en su caudal máximo a los que indica la modelización ( $2.500 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

El resultado final es que las únicas crecidas asignables son los cuatro eventos correspondientes al siglo XIX de los que tomamos el de 1876 por ser el mayor de todos y de carácter general en la cuenca, pero sin duda esta asignación es tentativa al carecer de contraste con otros niveles de SLW. Esta inundación, que ha sido medida en muchos puntos de la cuenca, siempre ha resultado ser mayor que la de 1947, por lo que en nuestra opinión el depósito EHCMD34 se encuentra erosionado (su límite superior es erosivo) e indica un nivel mínimo de la crecida.

#### *Evento CMD33*

Este nivel de SLW representa un depósito adosado al anterior y es por tanto, más moderno, tiene una cota similar a él. Su caudal en la modelización es el mismo,  $2.500 \text{ m}^3/\text{s}$ . No se ha podido datar radiométricamente y su asignación a una crecida histórica concreta es difícil. La edad será anterior a 1876 y limitada por el nivel CMD32 (que como veremos a continuación es una crecida del siglo XVIII). Por tanto, la posible inundación que podría asignársele es la de 1823, de magnitud similar.

#### *Evento CMD32*

Inferior en cota al nivel anterior, el caudal modelizado es de  $2.450 \text{ m}^3/\text{s}$ . La edad radiométrica ha sido estimada mediante  $^{14}\text{C}$  AMS, lo que nos ofrece una mayor fiabilidad en el dato. El intervalo 2s muestra edades en los intervalos: 1530-1560, 1630-1680, 1740-1800 y 1930-1950. Condicionado por la datación previa tenemos que descartar el último periodo 1930-1950. Quedan como posibilidades las crecidas de 1758, 1766 y 1796 y eliminamos el intervalo 1630-1680 por no existir constancia de eventos en esos años. El primer intervalo 1530-1560 está condicionado por la datación del depósito inferior CMD31. Este evento es difícil de asignar a un evento histórico,

puesto que si empleamos el intervalo 1s, ofrece una edad más probable dentro de los años 1640-1670, precisamente en un periodo sin crecidas conocidas históricamente. Finalmente, no es posible asignar por tanto una fecha concreta, al haber una posibilidad muy alta de que sea un evento no registrado o que con menor probabilidad, se trate de una de las tres crecidas del siglo XVIII.

#### *Evento CMD31*

El último de los niveles del corte 3 de la margen derecha tiene una edad radiométrica para el intervalo 2s de 1660 a 1950, con lo que abre un margen muy amplio, sólo limitado por las edades de los depósitos superiores. Si consideramos el intervalo 1s, el abanico se reduce a los años 1670-1690, 1730-1810 y 1920-1950, de los cuales se puede eliminar el último por las dataciones en los depósitos superiores. Quedan dos intervalos de los cuales el primero sin crecidas conocidas, y el de 1730-1810, que comprende las tres crecidas del siglo XVIII registradas. Nuevamente no es posible asignarle un evento concreto. El caudal de este depósito es de 2.400 m<sup>3</sup>/s.

#### *Eventos CMD13, CMD12 y CMD11*

Los siguientes niveles de SLW en cota proceden de un corte entero en el que no existe ninguna datación y por tanto, al no correlacionarse con ningún otro depósito, no es posible establecer asignación para los eventos. Los caudales resultantes son de 2.100 m<sup>3</sup>/s (CMD13), 2.000 m<sup>3</sup>/s (CMD12) y 1.950 m<sup>3</sup>/s (CMD11).

#### *Evento de 1941*

Los únicos niveles correlacionados por cota en ambas márgenes son los SLW EHCAJ32 y CMD24. No se han realizado análisis del <sup>14</sup>C, y en <sup>137</sup>Cs los resultados indican una edad posterior a 1955 en ambos depósitos. El caudal modelizado es de 1.800 m<sup>3</sup>/s. La asignación a una crecida concreta está limitada por la edad radiométrica y por el caudal modelizado (el caudal aforado en Cíjara fue de 2.200 m<sup>3</sup>/s) y no existen eventos posteriores a 1950 que alcancen dicho caudal; por tanto, pensamos que existe contaminación de cesio. Una posibilidad es que se trate de la inundación de 1941, la última de esa magnitud en época reciente, si exceptuamos la de 1947 que ya hemos identificado. Al tratarse de una crecida reciente (y encontrarse a techo de la columna) la

contaminación del depósito por aguas de lluvia es posible. Este aspecto se discutirá más adelante. Otra posibilidad es que pertenezca a niveles bajos de SLW en la inundación de 1947.

#### *Evento CAJ31-CMD23*

Dentro de las mismas columnas, topográficamente más bajos se encuentran los depósitos CAJ31 y CMD23. Ambos sin datación radiométrica por  $^{14}\text{C}$  y un valor de  $^{137}\text{Cs}$  anterior a 1955, pero con algunas trazas (valores sensiblemente más bajos que en el nivel superior), lo que posiblemente indique contaminación por infiltración de aguas pluviales. El caudal modelizado es de  $1.700 \text{ m}^3/\text{s}$ . La edad asignada es anterior a 1941, que es la del nivel superior. No ha sido posible precisar este punto más, si bien existen dos crecidas (1915 y 1916) con valores aforados en Cíjara de  $2.300$  y  $2.200 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente.

#### *Eventos CMD22 y CMD21*

En una de las columnas anteriores existen dos niveles de SLW topográficamente más bajos. El primero de ellos tiene un valor de caudal modelizado de  $1.600 \text{ m}^3/\text{s}$ . El resultado de  $^{137}\text{Cs}$  indica que el depósito es anterior a 1955 y tampoco existen trazas de cesio. Al no existir correlación, ni edad radiométrica por  $^{14}\text{C}$  no podemos asignarle una edad. El segundo nivel se encuentra bajo el anterior. El caudal asignado es de  $1.500 \text{ m}^3/\text{s}$ . Tampoco se han podido realizar dataciones en el depósito ni interpretarlo.

### 3.6.6.2 Síntesis de los resultados

La escasez de dataciones, de datos de crecidas históricas en el área y la falta de datos de aforo en estaciones, pero sobre todo la falta de correlación entre los depósitos encontrados, no ha permitido una buena interpretación de las crecidas antiguas en la zona de EH.

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 3-18, donde además se ha incluido, cuando ha sido posible, el dato de aforo en la estación más cercana de aforo (Cíjara).

Evento	Caudal máximo (m <sup>3</sup> /s)	Inundación	Aforo (m <sup>3</sup> /s)
CMD31	2.400	Crecidas s.XVIII	-
CMD32	2.450	Crecida s.XVIII (1823?)	-
CMD33	2.500	< 1876	-
CMD34	2.500	1876	-
CMD35	2.600	1947	3.100 (Cíjara)
CMD13	2.100	¿	-
CMD12	2.000	¿	-
CMD11	1.950	¿	-
CMD24-CAJ32	1.800	1941	2.200 (Cíjara)
CMD23-CAJ31	1.700	< 1941 (1915 ó 1916?)	2.300 (1915) y 2.200 (1916), Cíjara
CMD22	1.600	< 1955	-
CMD21	1.500	¿	-
Calibración	699	1997	699 (Luciana)

**Tabla 3-18. Caudales máximos instantáneos calculados para cada evento de crecida modelizado a partir de SLW**

Muestra	Datación mediante C14					Datación mediante Cs137		Cota (m)	Interpretación
	AMS	Convencional	Edad Calibrada AD 2s (95%)	Edad Calibrada AD 1s (65%)	Ratio 13C/12C	<sup>137</sup> Cs (pCi/gr)	Pre-post 1955		
EHCMD35	No analizada							10,3	Atribuida 1947
EHCMD34	-	120+40 BP	1670 a 1950	1680-1740 1800-1930 1950-1950	-24,8 <sub>0/00</sub>	-	-	10,1	Probable 1876
EHCMD33	No analizada							10,1	Entre 1876 y principios de siglo XVIII
EHCMD32	240+40 BP	-	1530-1560 1630-1680 1740-1800 1930-1950	1640-1670	-28,3 <sub>0/00</sub>	-	-	10,02	1630-1800
EHCMD31	-	160+40 BP	1660 a 1950	1670-1690 1730-1810 1920-1950	-25,0 <sub>0/00</sub>	-	-	9,77	1660-1800

**Tabla 3-19. Interpretación de los resultados. Estrecho de las Hoces (I)**

Muestra	Datación mediante C14					Datación mediante Cs137		Cota relativa (m)	Interpretación
	AMS	Convencional	Edad Calibrada AD 2s (95%)	Edad Calibrada AD 1s (65%)	Ratio 13C/12C	<sup>137</sup> Cs (pCi/gr)	Pre-post 1955		
EHCAJ32	-	-	-	-	-	0,19+0,01	>1955	8,6	Ene-1941
EHCAJ31	No analizada							8,3	<1941
EHCM13	No analizada							8,6	Sin datos
EHCM12	No analizada							8,37	Sin datos
EHCM11	No analizada							8,12	Sin datos
EHCM24	-	-	-	-	-	0,36+0,01	>1955	7,5	Atribuida 1941
EHCM23	-	-	-	-	-	0,03+0,01	<1955	7,35	<1941
EHCM22	-	-	-	-	-	0	<1955	7	<1941
Suelo 2	-	-	-	-	-	0	<1955	6,72	<1941
EHCM21	No analizada							6,62	<1941

Tabla 3-20. Interpretación de los resultados. Estrecho de las Hoces (II)

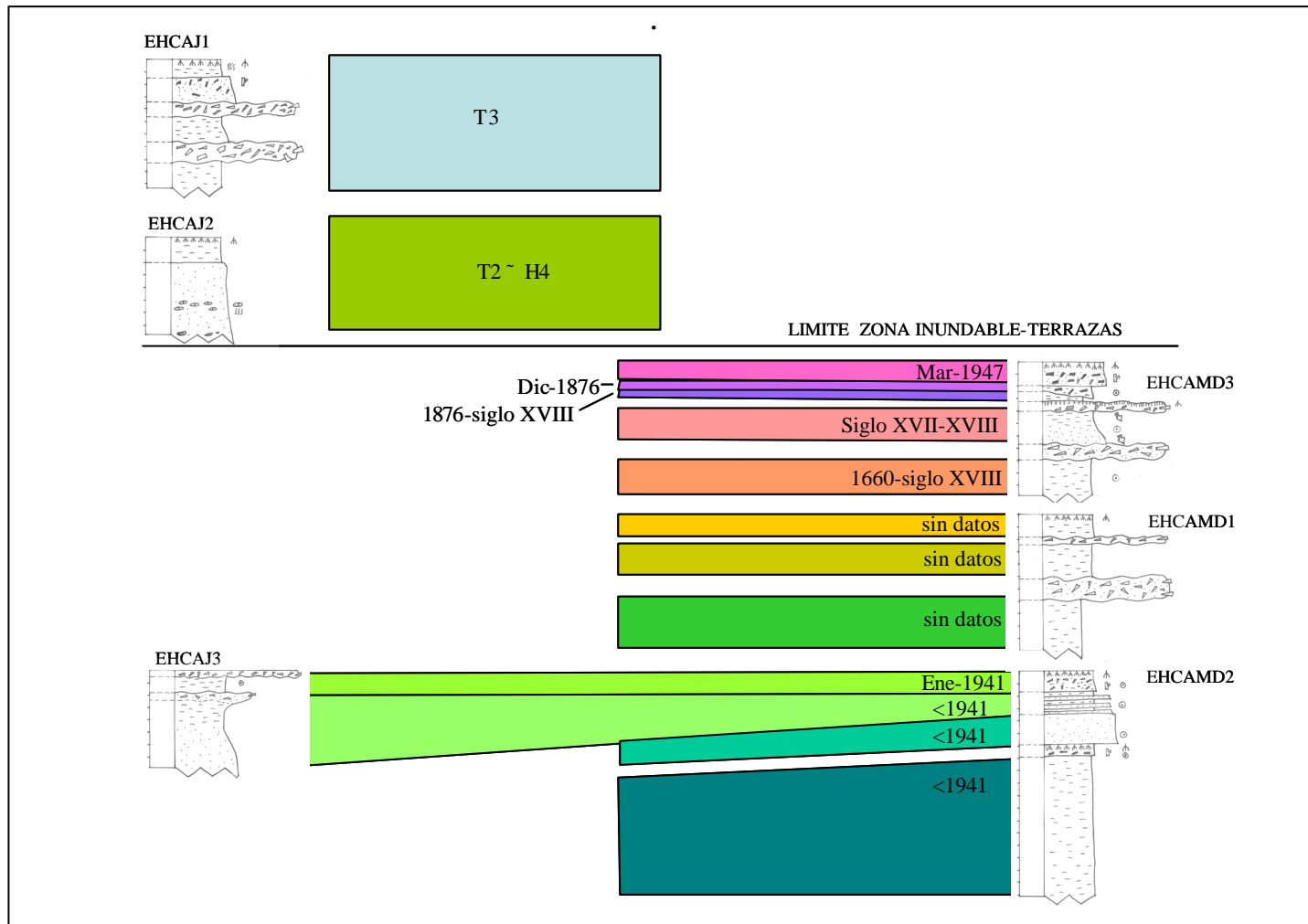


Figura 3-80. Correlaciones estratigráficas y evento asignado

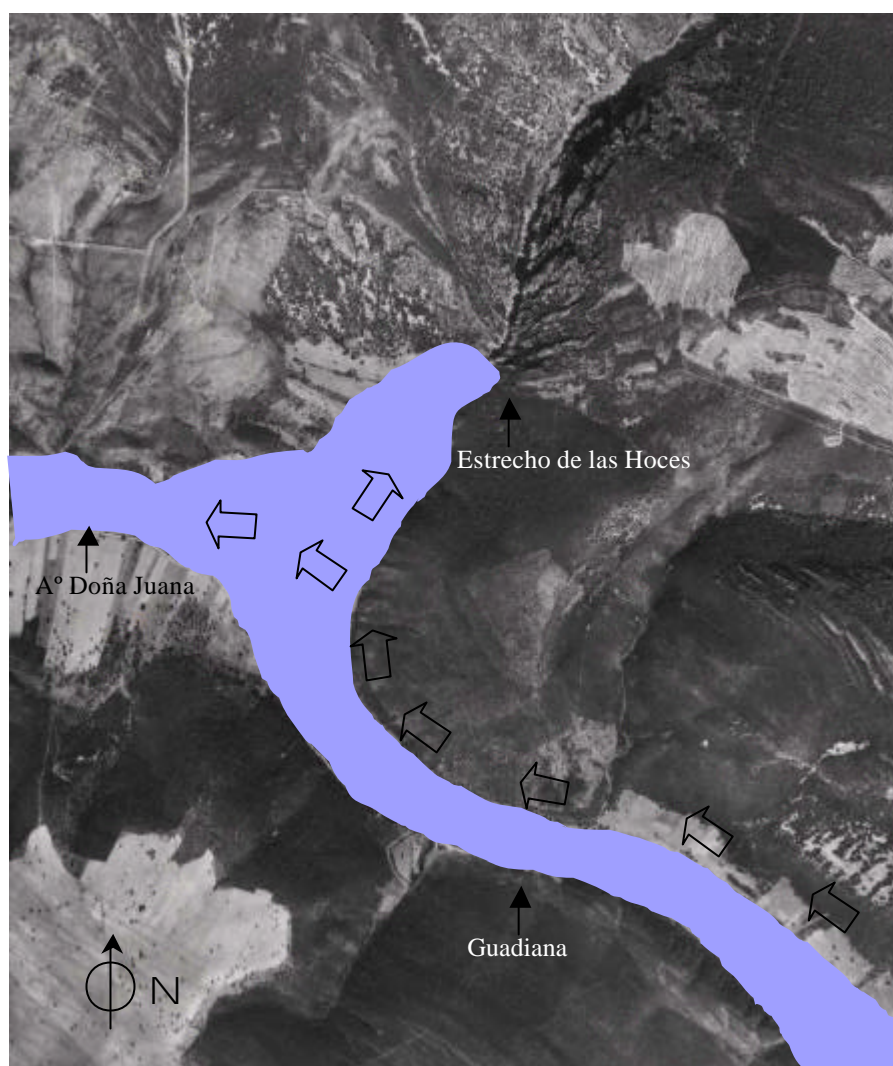


***Reinterpretación de la magnitud de avenidas aforadas a partir de los datos de SLW***

A partir de la información de los SLW parece que la avenida de 1947 es la de mayor cota en el depósito, y por tanto la de mayor caudal máximo alcanzado ( $2.600 \text{ m}^3/\text{s}$ ), pero estimamos que dadas las características del afloramiento, esta avenida no supuso sino la erosión de los niveles de SLW previos, aunque la magnitud de estos fuese previsiblemente mayor. Sería el caso de la avenida de 1876, que se sitúa inferiormente en la columna a la de 1947. También los depósitos inferiores y atribuidos a crecidas entre los siglos XVII y XVIII supondrían niveles erosionados. En otro afloramiento se disponen las secuencias de crecidas recientes de menor magnitud (posible de 1941) que por falta de continuidad en los depósitos no han podido correlacionarse estratigráficamente y aparecen como un parche aislado.

Los caudales estimados mediante ábacos en función de la superficie para este tramo por el MOPU (1985) asignan, sin embargo, valores de  $5.646 \text{ m}^3/\text{s}$  para un T100 y  $6.775 \text{ m}^3/\text{s}$  para T500 al río Guadiana en la zona. Estos valores estimados pensamos que sobreestiman en exceso los caudales de crecida, pues no solo duplican los obtenidos por nosotros para los depósitos de SLW sino también por otros valores aforados en Luciana en avenidas previas como las de 1915, 1916, 1941 y 1947. Los datos del MOPU parecen considerar contribuyente toda la cuenca de cabecera, sin contemplar la singular particularidad de éste río, que prácticamente lamina todas las crecidas mediante humedales, tablas (zonas de amplia extensión y anchura y baja profundidad de las aguas recubiertas por carrizos) e infiltración. Según los datos instrumentales recogidos para las estaciones de Luciana y Cíjara, los depósitos de SLW del estrecho de las Hoces modelizados señalan que la mayor crecida registradas alcanzaría los  $2.400 \text{ m}^3/\text{s}$  (atribuida a 1947). No obstante las particularidades del tramo, ya discutidas, permiten pensar en la existencia de crecidas aún mayores que llegan a desbordar sobre la margen izquierda y que ocasionen un fujo que remonte el valle del Arroyo de Doña Juana. Esta zona de confluencia se quedaría hidráulicamente como una zona de remanso, ambiente deposicional en el que muy posiblemente se formaron los depósitos calificados como terrazas, que en el futuro deberían ser estudiados para entender la clave de este complicado funcionamiento hidráulico. En nuestra opinión, las crecidas en la zona están muy condicionadas por el comportamiento en la zona de cabecera (llanura manchega) y

no superarán los 3.000 m<sup>3</sup>/s para un periodo aproximado de 100 años, puesto que las avenidas más importantes registradas en los depósitos en los últimos 150 años indican caudales máximos inferiores a esta cifra, pero además no existe tampoco en el registro histórico referencias a crecidas extraordinarias en esta zona. Las avenidas con un periodo de retorno mayor podrían llegar hasta los 4.000 m<sup>3</sup>/s, momento en que se superaría el umbral de terraza existente en la margen izquierda, circulando parte del flujo hacia el arroyo de Doña Juana (Figura 3-81). Esto pensamos que corresponde a periodos mayores y quizá asimilables a los 500 años.



**Figura 3-81. Simulación del comportamiento de las aguas durante episodios extremos de avenida**

A pesar de la poca solidez de las dataciones establecidas y de forma tentativa, al colocar las avenidas encontradas en un diagrama temporal (Figura 3-82), observamos que hay

una distribución de la mayor de las frecuencias en intervalos aproximadamente de unos 70-100 años (ocurriendo la última crecida de esa magnitud hace unos 58 años aproximadamente). No existe una información precisa en el registro para afirmar esto, pero según los datos con los que contamos estas corresponderían a avenidas de un periodo de retorno de unos 100 años (y con un caudal aproximado de unos 3000 m<sup>3</sup>/s).

Eventos con un periodo de retorno mayor (>4000 m<sup>3</sup>/s) no se conocen en la zona, o bien no se han registrado por las dificultades orográficas, o bien han quedado erosionados en crecidas posteriores de forma repetida. Crecidas con una magnitud menor (y similar entre sí) presentan repeticiones anómalas, entre 1 y 64 años, lo que hace difícil la asignación o modificación de la magnitud en base a estos datos.

En nuestra opinión se trata de un afloramiento de paleocrecidas que supone una gran complejidad en la interpretación de los depósitos y que señala condiciones hidráulicas anómalas donde la conservación de los depósitos antiguos es difícil por la erosión repetida en crecidas posteriores, o bien no existen morfológicamente zonas idóneas para ello y por esta razón las acumulaciones de SLW se disponen en forma de parches. Esto no permite hacer buenas correlaciones al no existir continuidad. También parece existir un límite a la capacidad de acogida de caudales máximos del valle y eso sin duda supone una limitación a la existencia de depósitos antiguos cerca de la constricción al flujo. Sería por tanto esperable encontrarlos en otras zonas más alejadas y protegidas de la erosión.

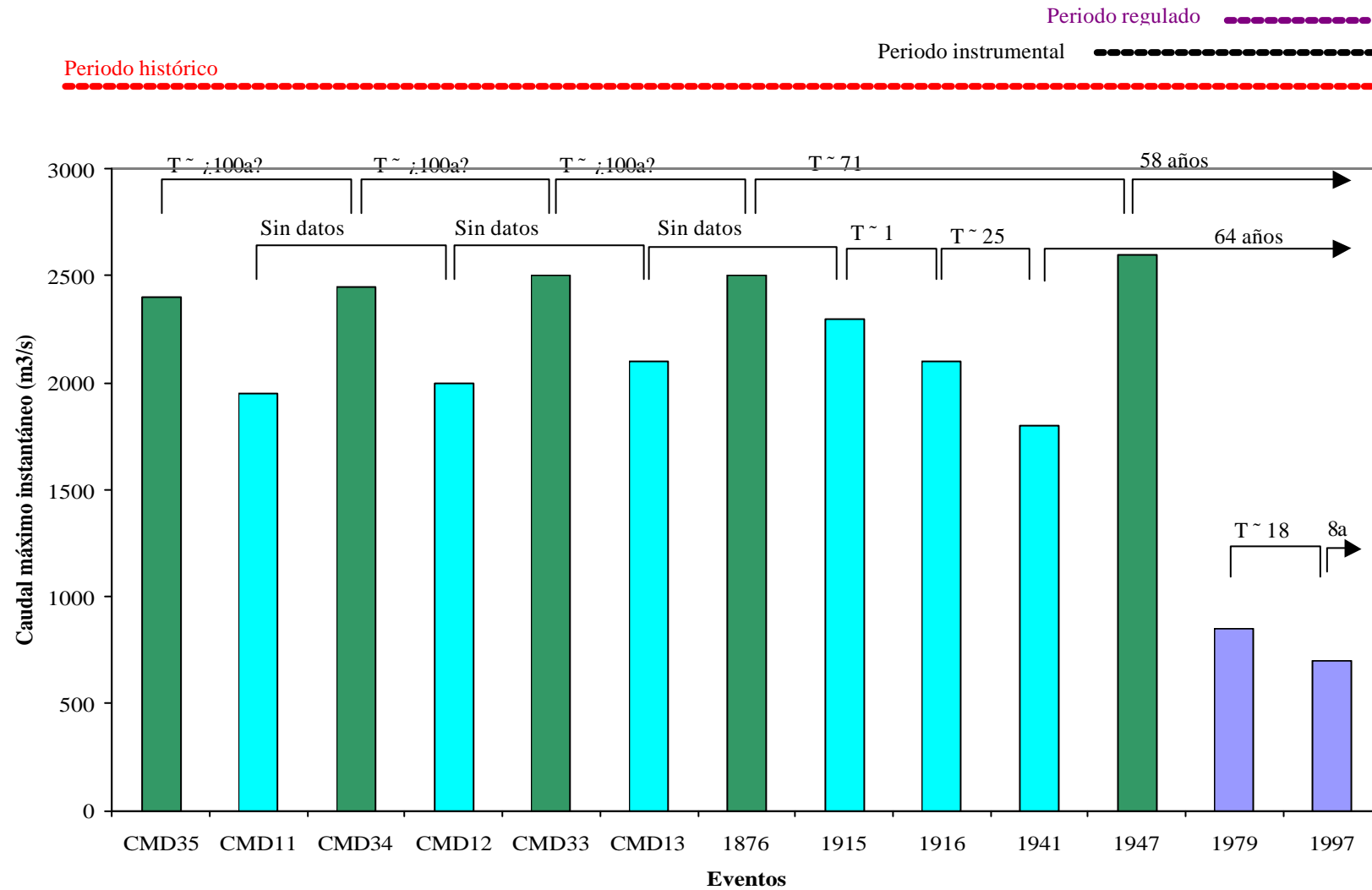


Figura 3-82. Periodos de retorno relativos calculados en base a la diferencia de años entre eventos de similar magnitud.

### 3.7 Síntesis de los aspectos más significativos

Existen tres hitos básicos que condicionan el trabajo de partida: (1) La crecida histórica de 1876 es la más ampliamente registrada en forma de placa a lo largo de la cuenca. Según esto y en base a las crónicas existentes, se trata del evento de mayor magnitud; (2) la crecida de 1947 es la mayor de las registradas en periodo instrumental y menor que la de 1876; y (3) el evento de 1997 es la crecida reciente más alta. En base a esta información se ha trabajado en dos zonas de la cuenca muy distanciadas entre sí, con características diferentes, como por ejemplo el tipo de afloramientos, registro de inundaciones históricas y foronómicas y regulación por embalses. La cuenca alta en EH y la cuenca baja en PDL no tienen un registro histórico similar; algunos eventos coinciden, pero no la mayoría ni los de mayor magnitud. Los afloramientos de SLW son mejores en PDL frente a EH por la buena disposición de la zona sobre todo en cuanto al ángulo de los afluentes. Además, la configuración topográfica en el EH perjudica la formación de buenas secuencias, pues existe un cierre muy brusco del cañón. El efecto de los embalses ha cambiado notablemente la frecuencia de las crecidas de baja magnitud en toda la cuenca. La presencia de crecidas que superan un determinado umbral es menor a partir de la construcción de un embalse. Este efecto se magnifica en la cuenca baja. La caracterización de crecidas en base a datos sistemáticos no es posible hacerla por la falta de series continuas en el tiempo. Las series son mucho más completas para la cuenca baja que para la zona alta.

La avenida de 1997, general para todo el Guadiana, ha supuesto una situación inmejorable para la calibración de los modelos hidrológicos. Además, durante esta avenida, en PDL aparecen secuencias de SLW bajos en cota que suponen condiciones hidráulicas más energéticas que los SLW de remanso *sensu stricto* por la presencia frecuente de estructuras tractivas. Estas estructuras apenas se han identificado para los niveles más altos y antiguos. En comparación con los niveles de *flotsam* de la misma avenida representan hasta 2 m de diferencia en altura. No hemos encontrado SLW bajos en la misma avenida en EH.

Respecto a los depósitos de SLW estudiados. En la zona de PDL, los depósitos más antiguos y altos aparecen en forma de parches muy erosionados y sin continuidad lateral

o relación con otros depósitos en una columna. Su aspecto es más rojizo y endurecido que los SLW más bajos. El aspecto de los depósitos en EH es diferente y parece indicar que son más recientes en el tiempo. Tienen presencia de más materia orgánica separando eventos, menos restos de carbono (*charcoal*) y en algunas ocasiones son más rojizos y con menos bioturbación. En ellos encontramos asimismo diferencias entre las secciones localizadas en umbría (sobre todo en la oxidación, coloración y consolidación). Las columnas encontradas en PDL apenas superan las 4 secuencias distintas de SLW y los 2 m de espesor. En EH las columnas también tienen como mucho 2 m y 4 niveles, pero a diferencia de PDL, las secuencias son más jóvenes, con uno o dos niveles de SLW.

No existe ningún nivel correlacionado en todas las columnas encontradas de PDL. La correlación es buena entre las zonas CAL y CA2 por un lado, y CEA y CA1 por el otro. En EH tampoco existe un nivel general, y la correlación entre zonas es peor, pues solo es posible en dos columnas.

La modelización de los dos tramos nos permite ofrecer los siguientes resultados: la calibración del modelo en PDL ha sido muy buena gracias al empleo de dos métodos combinados: la curva de gasto de la estación de aforo y un nivel continuo de *flotsam* de la avenida de 1997. El mejor ajuste se ha logrado para caudales altos. En la zona de EH, la calibración ofrece pobres resultados pues no existe estación de aforo y los detritus se limitan a dos observaciones sin continuidad a lo largo del perfil. Los resultados finales tienen por tanto menor fiabilidad. Respecto a la estimación de la rugosidad, en la calibración el método que ha ofrecido mejores resultados es el de Cowan. Las variaciones al emplear un método u otro originan cambios reseñables en los caudales finales. Las pérdidas de carga locales no ocasionan cambios grandes en los niveles de agua obtenidos en los dos modelos.

Respecto a las dataciones, al emplear  $^{137}\text{Cs}$  encontramos algunos casos de posible contaminación del depósito por aguas pluviales en PDL, y esto mismo se observa con más nitidez en el EH para los niveles superiores en una columna, aspecto que se discutirá en las limitaciones del método posteriores. Los resultados de  $^{14}\text{C}$  indican que en las zonas con menos materia orgánica, como el PDL, el método AMS es más fiable que el análisis  $^{14}\text{C}$  convencional (en el que aparecen errores de correlación e incluso

contradicciones con otras medidas posteriores). La escasez de material carbonoso datable no permite obtener resultados fiables en todos los casos.

Los resultados finales del capítulo señalan que el método de trabajo ha permitido obtener buenos resultados en la identificación de algunas crecidas históricas registradas en depósitos antiguos. Esto ha sido posible en algunas ocasiones; en otras, los eventos o son más antiguos, o no tenemos criterios para discernir. El papel de las dataciones es aquí crucial; en EH, las asignaciones han sido muy pocas por la falta de dataciones y el resultado se traduce en muy pocos eventos asignados a una crecida concreta.

Según nuestras asignaciones, existe en PDL una concentración de eventos de paleoinundaciones en los siglos XVIII y XIX. Antes de esa fecha los eventos son dispersos y, posteriormente, sólo queda registrado el de 1947. En EH, pese a lo débil de las interpretaciones, parece que también se concentran algunos eventos en esos siglos y recientemente quedan registrados el de 1947, general en toda la cuenca y el atribuido a 1941.

Por último, con este trabajo hemos podido realizar algunas contribuciones en las dos zonas, una de ellas respecto a la geomorfología de cada tramo. La zona de PDL presenta una evolución geomorfológica muy compleja derivada de la existencia de morfologías tales como plataforma rocosa y canal interno, marmitas y surcos. El origen de la plataforma se atribuye a la combinación de fenómenos de cambio del nivel del mar, junto con alteración bajo la superficie de la roca, recubierta de material aluvial. El canal interno marca el cambio en las condiciones de pendiente por un descenso en el nivel del mar, y señala el punto en el cual la incisión es hoy activa. La existencia de un nivel de terraza presente en la zona de PDL (cota de 30 m sobre el nivel del río actual) de edad reciente, junto con la plataforma rocosa, supone que el valle estaba relleno a un nivel más alto del actual, y por tanto la posibilidad de que se haya producido en etapas recientes del Pleistoceno-Holoceno una exhumación de la terraza rocosa por vaciado de los sedimentos aluviales. El *knickpoint* de PDL supone la zona actualmente activa, como atestiguan las marmitas perforadas que lo componen. El hecho de situarse justo en la zona estudiada garantiza la situación estable del tramo para el momento de formación de los depósitos de SLW.

La secuencia de evolución propuesta desde el Tortonense a la actualidad supone una serie de rellenos y exhumaciones de la zona de plataforma rocosa que unido a los cambios del nivel del mar generan para PDL unas formas peculiares. La presencia de un canal interno y la cascada o zona de *knickpoint* suponen, sobre todo para este último, una evolución de forma remontante desde el Plio-Cuaternario a la actualidad, y su presencia se debe fundamentalmente al aumento del aporte de sedimento y caudal líquido.

La zona de EH muestra algunas cuestiones de interés geomorfológico. En EH la gran cantidad de formas de erosión (marmitas, surcos) presentes en el primer nivel indica la actividad actual, pero a diferencia del primero la situación no es tan clara puesto que existe recubrimiento de gravas a la entrada del estrecho que puede haber alterado los paleoniveles.

En esta zona se han identificado cuatro tipos de indicadores de nivel del río: hombreras, plataformas, terrazas y SLW. Entre ellos, en ocasiones, hay correspondencia. Algunos niveles que aparentemente tienen rasgos de SLW, corresponden a terrazas. Por otro lado, algún nivel de terraza citado en la bibliografía corresponde con niveles de SLW y por tanto se trata de zona inundable. Estos cuatro tipos señalan la evolución de este tramo con incisión en las cuarcitas paleozoicas.

La segunda contribución se refiere a la curva de gasto, frecuencia y magnitud de las avenidas. Los análisis de paleocrecidas suponen un buen contraste y estimación de las zonas altas de la curva de gasto, normalmente sin datos directos. En PDL, la curva disminuye ligeramente su pendiente respecto a la trayectoria previa. Se ha empleado un criterio alternativo para valorar la magnitud de las crecidas. La magnitud relativa no es válida como indicador de gran precisión, pero de su análisis se deriva la sobreestimación generalizada de los periodos de retorno asignados en los dos tramos.



### *Índice del capítulo*

<b>4.1</b>	<b>Introducción. Justificación de la zona de estudio.....</b>	<b>4-3</b>
<b>4.2</b>	<b>Antecedentes en el estudio de inundaciones recientes .....</b>	<b>4-4</b>
<b>4.3</b>	<b>Desarrollo urbano de la ciudad de Badajoz. Relación con la inundación.....</b>	<b>4-7</b>
4.3.1	Ocupación antigua (hasta el siglo IX).....	4-7
4.3.2	Ocupación reciente (hasta 1939). Badajoz intramuros.....	4-7
4.3.3	Ocupación actual (a partir de 1939). Badajoz extramuros. ....	4-8
4.3.4	Evolución urbana a partir de fotografías aéreas .....	4-11
4.3.5	La inundación de 1997 en la ciudad.....	4-12
<b>4.4</b>	<b>Cronología de la inundación de 1997.....</b>	<b>4-15</b>
4.4.1	La crecida de 1997 en Valverde de Leganés .....	4-16
4.4.2	La crecida de 1997 en Mérida .....	4-17
4.4.3	Cronología de la crecida de 1997 en Badajoz.....	4-18
<b>4.5</b>	<b>Características físicas de la cuenca.....</b>	<b>4-19</b>
4.5.1	Geología y geomorfología .....	4-19
4.5.2	Morfometría .....	4-30
<b>4.6</b>	<b>Meteorología.....</b>	<b>4-37</b>
4.6.1	Descripción de la situación y evolución de la tormenta. ....	4-37
4.6.2	Caracterización del fenómeno meteorológico .....	4-40
4.6.3	Lluvias máximas e intensidades históricas en la cuenca .....	4-44
<b>4.7</b>	<b>Hidrometeorología y estimación de caudales .....</b>	<b>4-49</b>
4.7.1	Cálculo de caudales en función del periodo de retorno. Estimación mediante el método racional	4-50
4.7.2	Calculo de caudales máximos para el evento de 1997 .....	4-67
4.7.3	Comparación y discusión de los resultados obtenidos por los diferentes métodos.....	4-101
4.7.4	Recurrencia de la avenida .....	4-103

---

<b>4.8</b>	<b>Sedimentación y erosión durante la inundación.....</b>	<b>4-105</b>
4.8.1	Introducción y metodología .....	4-105
4.8.2	Tramos de estudio .....	4-107
4.8.3	Formas sedimentarias .....	4-108
4.8.4	Depósitos de llanura de inundación.....	4-109
4.8.5	Depósitos ligados al desbordamiento (derrames) .....	4-115
4.8.6	Abanicos aluviales.....	4-117
4.8.7	Otros depósitos.....	4-119
4.8.8	Formas de erosión .....	4-124
4.8.9	Descripción y cartografía morfosedimentaria en los tramos de estudio .....	4-131
4.8.10	Génesis morfosedimentaria .....	4-176
<b>4.9</b>	<b>Modelización del registro morfosedimentario: Variables energéticas y acciones elementales.....</b>	<b>4-178</b>
4.9.1	Introducción y limitaciones de los resultados.....	4-178
4.9.2	Relación con el calado.....	4-180
4.9.3	Relación con la velocidad del flujo .....	4-181
4.9.4	Relación con el esfuerzo de cizalla .....	4-182
4.9.5	Relación con la potencia fluvial.....	4-184
<b>4.10</b>	<b>Síntesis de los aspectos más significativos .....</b>	<b>4-191</b>

## **4 Eventos recientes. La inundación del río Rivillas**

### **4.1 Introducción. Justificación de la zona de estudio**

El objetivo del presente capítulo es caracterizar una inundación ocurrida en un río de pequeño tamaño en la cuenca del río Guadiana. La cuenca seleccionada es la del río Rivillas, con un tamaño de 314 km<sup>2</sup>. Se ha seleccionado dicha cuenca debido a que, en 1997, durante las inundaciones que afectaron a la comunidad de Extremadura, este desbordamiento adquirió tintes dramáticos tanto por los daños personales como los materiales. Existieron otras cuencas que igualmente hubiesen servido como referencia para el estudio, pero varias razones, como la facilidad de acceso al cauce después de la inundación, la cercanía a la ciudad de Badajoz, la dimensión de la catástrofe y el grado de modificación y transformación de la cuenca, nos han llevado a elegirla.

Otras cuencas afectadas durante este episodio fueron las del río Albarregas en Mérida, los ríos Lácara y Lacarón en Montijo, Entrín y Limonetes en la zona de La Albuera, ribera de Olivenza en Olivenza, Arroyo de la Nave en Valverde de Leganés y, en general, casi todas las cuencas afluentes del Guadiana en su curso medio y bajo. En algunas de estas zonas se realizaron trabajos de campo preliminares con objeto de seleccionar aquellas con mayor interés para la presente tesis, decantándonos finalmente por la cuenca del río Rivillas.

El análisis meteorológico se ha hecho con toda la información disponible en la cuenca; el hidrometeorológico a dos niveles, el nivel de cuenca completa con menor detalle y la subcuenca del río Rivillas realizado de forma exhaustiva. Para el trabajo de caracterización de campo se ha empleado el “tramo” como la unidad básica, intentando en todo momento delimitarlo dentro de las tres zonas: cuenca alta, media y baja, con el objeto de que fuese representativo. En algunos casos esto no fue posible, puesto que los trabajos en el tramo más alto no eran fáciles, debido al mal estado de las pistas, que quedaron cortadas tras la inundación. En el análisis hidrológico se han seleccionado mediante técnicas paleohidrológicas tres tramos representativos en base a las formas encontradas y al acceso, que permitiesen una modelización lo más correcta posible. En

dichos tramos se han llevado a cabo análisis geomorfológicos y morfosedimentarios. La caracterización morfosedimentaria se ha realizado en siete tramos repartidos por toda la cuenca, puesto que el objetivo en este caso era encontrar una representación de formas sedimentarias y erosivas lo más amplia posible. Tres de los tramos se han modelizado mediante las técnicas paleohidrológicas para obtener información del modelo hidráulico y aplicarla a las formas sedimentarias encontradas. Por último, se decidió no realizar estudios de detalle en la ciudad de Badajoz, debido a la elevada perturbación que supone un entorno urbano para la estimación de los caudales máximos de la crecida, y a lo aleatorio de la presencia de formas erosivas y sedimentarias en función de las irregularidades urbanas, aunque sí se han realizado análisis puntuales de altura alcanzada por las aguas, influencia de determinadas infraestructuras urbanas (puentes y canalizaciones), caracterización de los daños y recogida de información con testigos presenciales. Se ha incluido un apartado de desarrollo urbano que permite entender la influencia del desarrollo de la ciudad en la gravedad de las inundaciones.

## 4.2 Antecedentes en el estudio de inundaciones recientes

En el análisis a nivel de cuenca desde un punto de vista morfométrico tenemos como antecedentes antiguos los trabajos precursores de Horton (1932 y 1945) y , posteriormente, de Strahler (1952 y 1964). A nivel de cuantificación es reseñable el trabajo de Sheiddeger (1970), y ya algo más reciente los magníficos trabajos de Patton y Baker (1976), Hart (1986) y Patton (1988), que orientan los estudios hacia una perspectiva cercana a las inundaciones de los ríos. Un trabajo significativo de un autor español que aplica esta metodología es el de Martínez Goytre (1993).

Respecto a los análisis morfosedimentarios de estructuras fluviales, los trabajos pioneros a nivel mundial son los de Allen (1969 y 1983), Miall (1977, 1978 y 1996), Bull (1977) y Leeder (1982) fundamentalmente. Otros autores que aportan investigaciones relevantes son, por ejemplo, Ashley (1990), Harms *et al.* (1982), Hein y Walker (1977), o McKee *et al.* (1967), con un trabajo de aplicación a un sistema concreto, los ríos de tipo *braided*. En España, estos estudios se han realizado sobre todo desde un punto de vista sedimentológico o estratigráfico. No obstante, hay trabajos en este campo como los de Arche (1992) ó Díaz (1984). A nivel descriptivo y cartográfico

resaltan los trabajos de Garzón *et al.* (1990), Alonso y Garzón (1994) y Garzón y Alonso (2002), y en la descripción de formas sedimentarias de depósitos antiguos los trabajos de Benito *et al.* (2003b y 2003c).

En relación a la información que aportan las estructuras sedimentarias y algunas variables físicas hidráulicas, el más clásico de los trabajos, y pionero en estos estudios fue el de Shields (1936). Más tarde se desarrollan toda una serie de trabajos en directamente relacionados con alguna de las variables como los de Simons *et al.* (1961), Simons y Richardson (1961), Bagnold (1966), Shouthead (1975), Jones (1977), Dalrymple *et al.* (1978) y Costello y Southard (1981). En especial la potencia fluvial y su relación con las inundaciones ha sido abordado por Baker y Costa (1987) y más recientemente con un gran trabajo de Costa y O'Connor (1995).

Un aspecto importante en los estudios de riesgo por inundaciones es la estimación del periodo de retorno de las lluvias. En este sentido encontramos como primeros trabajos que ponen a punto métodos estadísticos los de Gumbel (1941), Hosking *et al.* (1985) y Etoh *et al.* (1986). En España, los trabajos del CEH (1991) crean el programa LEYES; algo más tarde, se implanta un mapa de lluvias máximas diarias a nivel peninsular (MOPU, 1994). En cuanto a la mejora e investigación de los métodos estadísticos de obtención de cuantiles, tenemos los trabajos de Ferrer y Ardiles (1995), Llamas *et al.* (1995), Ferrer (1996) y Ferrer y Mateos (1999).

La modelización hidráulica de los caudales de crecida tiene como antecedentes antiguos a nivel mundial los trabajos de Kirpich (1940) y sobre todo la sensacional contribución de Chow (1959 y 1964); otros de relevancia son el de Benson y Dalrymple (1967) y en especial la creación del paquete de programas HEC, desarrollado por el cuerpo de ingenieros de la Armada de los Estados Unidos (USACE, 1960). El resultado de estos trabajos son los programas HEC-1 (USACE, 1968 y 1998) y HEC-RAS (USACE, 1997). Otros trabajos recientes que mejoran este tipo de modelizaciones unidimensionales son los de Costa (1987), O'Connor, y Webb (1988) y Enzel *et al.* (1994). Con posterioridad, se han ido desarrollando modelos 2 y 3D con importante implantación, pero que no van a ser citados aquí al no ser empleados en la presente tesis.

Uno de los problemas más frecuentes para la modelización y al que se ha dado una especial importancia en esta tesis es el de la estimación del parámetro de rugosidad. En su estimación uno de los primeros trabajos aparecidos que abordaban este importante asunto es el de Strickler (1923). Más tarde aparecen otros como los de Cowan (1956), Barnes (1967), Aldridge y Garret (1973), Arcement y Schneider (1984) y FHWA (1984). Algo más recientemente uno de los que más está trabajando en su mejora es el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) a través de R Jarret; dentro de esta labor son reseñables los trabajos Jarret (1985) y Trieste y Jarret (1987).

En España, los estudios para la estimación de caudales comienzan con el trabajo de Heras (1976). También supuso un importante avance la implantación en España de la Norma de Instrucción de carreteras basada en el método racional (Témez, 1978 y 1991). Sobre los métodos hidrometeorológicos resaltan las recopilaciones publicadas por el CEDEX de Ferrer (1992 y 1993). Otros estudios basados en datos estadísticos para el tratamiento de series de caudales son los trabajos de Díez y Pedraza (1997 a y b) y Díez (2002). Respecto a cuestiones concretas como la mejora en la aproximación el número de curva está el trabajo de Ferrer (2003).

Desde un punto de vista estrictamente geomorfológico, los trabajos sobre inundaciones y geomorfología de la llanura de inundación a nivel mundial tienen como uno de los primeros estudios, y sin duda el que inició de forma pionera la experimentación científica de los ríos, el de Schumm (1956), al que siguieron otros como los de Sundborg (1956), Leopold *et al.* (1964), Costa (1974), Baker (1977) y de nuevo el propio Schumm (1977). Y una serie de trabajos relevantes editados en el magnífico libro *Flood Geomorphology*, una auténtica enciclopedia sobre procesos en la llanura de inundación, reseñando entre otros los de Baker y Kochel (1988), Bull (1988), Komar (1988) y Williams y Costa (1988). Otros trabajos posteriores de interés son los de Pilgrim y Cordery (1993), Leopold (1994), House y Peartree (1995) y Greenbaum *et al.* (1998), que abordan cuestiones particulares como las inundaciones de tipo *flashflood*, y las técnicas de cuantificación de los caudales, entre otras. En España, tenemos algunos trabajos como el recopilatorio editado por el IGME de Garzón (1985) y uno más reciente de Camarasa y Mateu (2000), o los trabajos en algunas de nuestras cuencas fluviales de López Bermúdez y Romero (1993) para el río Segura, Martínez Goytre *et*

*al.* (1986) en el río Júcar, Ollero (1996) en el Ebro, Díez (2001) en el Alberche y Garzón y Alonso (2002) en los ríos Guadarrama y Jarama. Algunos que relacionan las inundaciones con la influencia humana son los de Alonso y Garzón (1997), Garzón *et al.* (1990 y 1992) y Fernández *et al.* (2006).

### **4.3 Desarrollo urbano de la ciudad de Badajoz. Relación con la inundación**

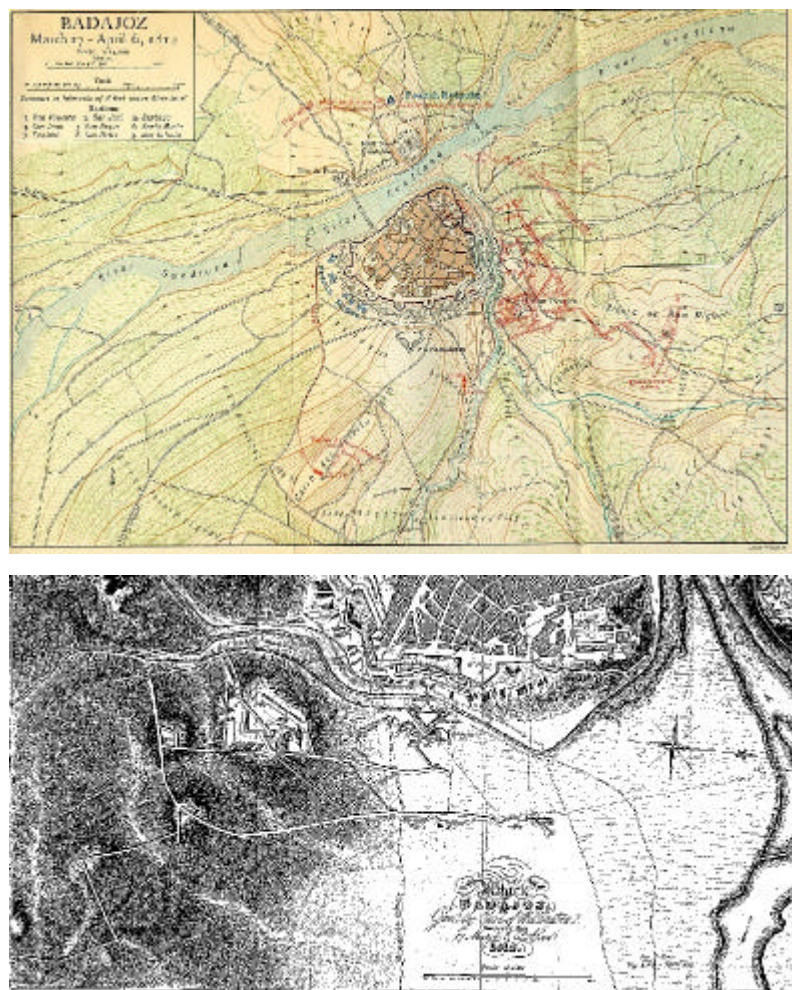
#### **4.3.1 Ocupación antigua (hasta el siglo IX)**

Badajoz ha tenido asentamientos de la Edad del Bronce (3000 BC), con restos posteriores celtas, romanos y visigodos (Fraile, 1995). Estos pueblos habitaron en el Cerro de La Muela, pero sin llegar a ser ciudad, título que alcanza en el siglo IX, ya en época musulmana. De los primeros y mayores asentamientos de los que se tiene conocimiento es el asentamiento romano en Las Tomas, con presa y necrópolis. El núcleo primitivo de la ciudad apareció según la teoría de Fraile (1995) gracias a la existencia de un afluente de importancia del río Guadiana, además tanto uno como el otro “han representado un papel similar al de las murallas”. Badajoz vive de espaldas al río, utilizándolo solo como defensa y para obtener agua. A partir de este momento los sucesivos pobladores de Badajoz viven en una ciudad intramuros, que no se desarrollará hasta muy tarde.

#### **4.3.2 Ocupación reciente (hasta 1939). Badajoz intramuros**

En el siglo XIX nace el barrio de San Roque, al este de la ciudad, y en la margen derecha del Arroyo de Rivillas. Durante la invasión de Napoleón la población estimada para la ciudad de Badajoz es de 16.000 habitantes en 1808 (Oman, 1920). En 1939 Badajoz es una ciudad fortificada, con las defensas en buen estado y con tan solo dos barrios fuera de las murallas: San Roque y la Estación. La red fluvial ha diferenciado y separado los barrios. Anteriormente a 1939 podemos hablar de un Badajoz intramuros y a partir de esta fecha de una Badajoz que se expande fuera de estos controles. La influencia de las inundaciones en la ciudad de Badajoz es muy baja, casi nula, puesto que no existen viviendas en la zona potencialmente inundable. De hecho, una de las inundaciones mayores, la de 1876, queda reflejada en una placa en la puerta de la

Trinidad, sin que se tenga constancia de afecciones en los asentamientos del Rivillas. En este periodo aparece la primera cartografía de la ciudad con el río Rivillas (Figura 4-1), en un mapa de detalle elaborado por el ejército Inglés en su lucha contra las tropas de Napoleón. La cartografía muestra un gran detalle, incluyendo curvas de nivel; no hay señaladas viviendas en la actual zona del Cerro de Reyes, pero sí en San Roque, con el fuerte de “la Picurina” y un barrio no muy desarrollado.



**Figura 4-1. Cartografía británica de 1812 que representa la confluencia entre los ríos Rivillas y Calamón. Superior, mapa de Fortescue (1930), inferior, mapa de Jones (1856), en [www.napoleón.org](http://www.napoleón.org))**

#### **4.3.3 Ocupación actual (a partir de 1939). Badajoz extramuros.**

A partir de 1939 la ciudad comienza a crecer fuera de la muralla y ocupa zonas de llanura de inundación en los alrededores de los actuales barrios de San Roque (río



Rivillas) y Cerro de Reyes (Rivillas y Calamón), aunque este último no existe como barrio aún. A partir de los años cuarenta del siglo XX, según González Rodríguez (HOY, 8-11-97), “las barriadas de Pardaleras, Cerro de Reyes y Picuriña se consolidan como barriadas, colmatando espacios antes despejados. Las construcciones se levantaron cada vez más cerca de los cauces, con lo que cualquier subida, por reducida que fuera, comenzaba a afectarles”. Este periodo se ha considerado como el comienzo de la relación entre los barrios y las inundaciones de los río Rivillas y Calamón. Desde 1943 se pretende encauzar el río, que al final se canalizará para proteger a la ciudad frente a crecidas. Una serie de inundaciones pone de manifiesto el riesgo potencial de los barrios marginales de la cuenca del Rivillas en Badajoz. En el invierno de 1940 a 1941 se inunda el barrio de San Roque por desbordamiento del río Rivillas (Ayala *et al.*, 1986). En el Cerro de Reyes en el año 1943 hay denuncias de obras ilegales, “chozas y albergues”, también apertura de una carbonería. Además, hay constancia de una licencia de obras (Actas del Excelentísimo Ayuntamiento de Badajoz, 1943). El Guadiana crece 7 m sobre el nivel normal en 1947 (MOPU, 1985 y Ayala *et al.*, 1986) e inunda los barrios de las Moreras y Camino Viejo de San Vicente. El balance inicial es de 78 damnificados que posteriormente se eleva a 412. En 1948, el ayuntamiento acuerda despoblar Las Moreras y lleva a sus habitantes a Santísima Trinidad, pero nuevos habitantes de nuevo los terrenos inundables abandonados. Las inundaciones del río Guadiana que en su crecida suben Rivillas arriba, hacen que su ribera sea doblemente peligrosa, tanto por las crecidas de uno como del otro. En diciembre de 1950 se inunda la Puerta de Palmas y en 1952, se construye un puente sobre el Guadiana en el antiguo barrio de Las Moreras.

El problema de la ilegalidad de las construcciones que se asientan sobre los terrenos inundables del Rivillas y Calamón es una de las cuestiones más problemáticas que se debatieron posteriormente a la inundación. Los datos históricos obtenidos de los archivos municipales indican que, en 1954, en el Cerro de Reyes hay constancia de transacciones comerciales, con lo que se presupone de nuevo una ocupación ilegal de los comerciantes. Hay incluso un proyecto de alfabetización de la zona. A partir de 1960 empieza a construirse en el Calamón, donde ya antes existen citas de campañas de alfabetización, y puede suponerse un cierto grado de ocupación. El 12 de Febrero de

1977 se adjudica una UVA de 400 viviendas en el Cerro de Reyes, con licencia de obra otorgada desde el 26 de Noviembre de 1976 (Fraile, 1995).

Fecha	Victimas	Causa-descripción
Dic-1766	-	Inundación del Rivillas, cubiertos puentes y molinos del Rivillas, zonas de olivar afectadas. Derribó parte de la muralla. Sin influencia del Guadiana, cuya punta pasó al día siguiente
Feb-1811	-	Inundación de Rivillas y Calamón por no poder desaguar en el Guadiana
Dic-1876	-	Crecida del Guadiana que subió Rivillas arriba hasta la puerta de la Trinidad (placa conmemorativa)
Feb-1912	-	Crecida del Guadiana que anegó la parte baja de san Roque, el Rivillas no puede desaguar e inunda
Ene-1941	-	Crecida simultánea de Guadiana, Gévora y Rivillas
Mar-1947	-	En el río Guadiana fue inferior 2,5m respecto a la de 1876, en el Rivillas sin datos
Feb-1963	-	Crecida de Rivillas, Limonetes y Guadiana. Afecta a las cosechas de la cuenca
Feb-Mar 1964	-	Cubrió los barrios de la periferia del Rivillas y Calamón
Dic-Ene-1969-70	-	Sin datos
Nov-1997	21	Crecida del Rivillas y Calamón, que inunda el barrio Cerro de Reyes, San Roque y zonas adyacentes.

**Tabla 4-1. Inundaciones históricas en el río Rivillas**

Como puede desprenderse de la tabla 4-1, no existe un gran registro de inundaciones históricas en el río Rivillas, puesto que no se trata de una zona ocupada por la población. El registro de inundaciones se debe fundamentalmente a la influencia de las crecidas del río Guadiana, que impide desaguar al Rivillas y genera inundaciones en las inmediaciones de la puerta de la Trinidad y barrios de la zona baja del río Rivillas. Hasta 1963 no se hace mención expresa a una inundación del río Rivillas que afecte a algunas zonas de la cuenca media y superior. No existe registro de víctimas que puedan ser atribuibles a una inundación del río Rivillas, si exceptuamos el suceso de noviembre de 1997. Existen numerosas citas de daños en la agricultura, puentes o incluso parte de las murallas; esto posiblemente se deba a que el grado de ocupación de la llanura no ha sido alto hasta finales de 1939, y a partir de esta fecha, las crecidas del río Rivillas son debidas a inundaciones del río Guadiana, que no sigue un comportamiento de tipo *flash*

*flood*, y permite por tanto la evacuación de la población, a diferencia de la inundación de 1997, no relacionada con el río Guadiana y de carácter súbito.

#### 4.3.4 Evolución urbana a partir de fotografías aéreas

Los cambios en el entorno urbano experimentados en los últimos 40 años precedentes a la inundación pueden observarse mediante la comparación de fotografías aéreas, que permiten obtener información a un buen nivel de detalle.

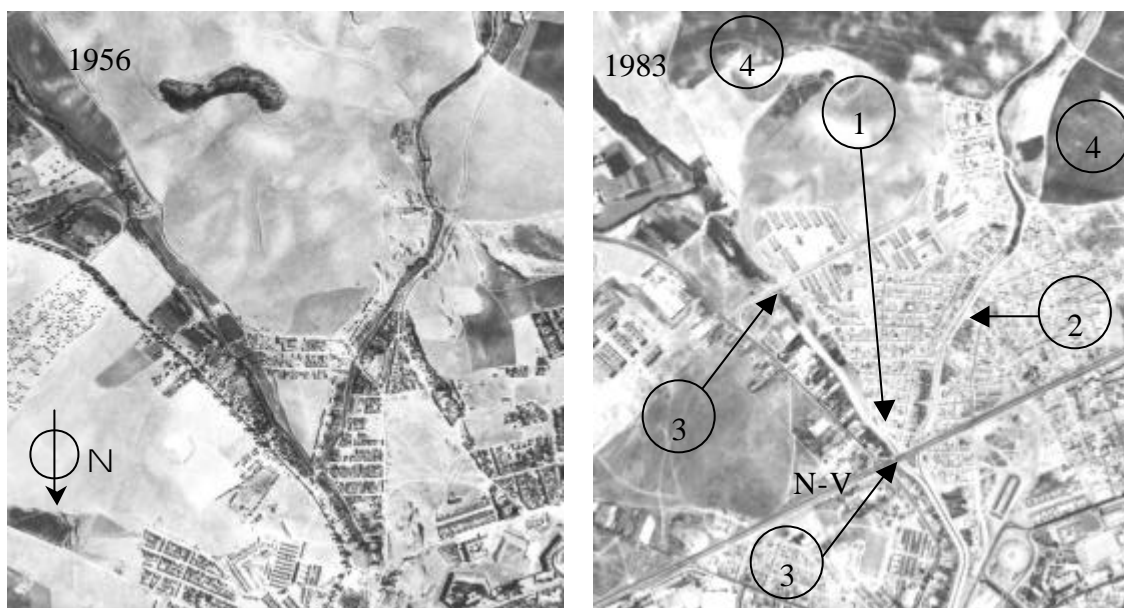


Figura 4-2. Cambios entre 1956 y 1983 en la ciudad y entorno del río Rivillas

De la comparación de las fotografías aéreas de 1956 y 1983 (Figura 4-2) pueden desprenderse algunas de las causas que hicieron de la inundación del río Rivillas una de las más catastróficas en épocas recientes. Marcado con el número 1 está la zona más afectada por las inundaciones en el barrio Cerro de Reyes, que en 1956 no estaba construida. Esta zona comprende la confluencia entre los ríos Rivillas y Calamón, lugar que durante la inundación de 1997 se produjeron la mayoría de las víctimas. Esta zona en 1983 ya se encuentra construida. De una comparación puede extraerse que ambas márgenes, sobre todo las del Arroyo Calamón se transformaron de huertas en viviendas. Otra transformación reciente es la aparición del encauzamiento en el tramo urbano de los ríos Rivillas y Calamón (CHG, 1976, 1978 y 1983), con una extensión de 2,59 km en el río Rivillas y capacidad de 250 m<sup>3</sup>/s aguas arriba del puente de la N-V y de 280

m<sup>3</sup>/s aguas abajo del mismo, y de 340 m<sup>3</sup>/s aguas abajo del puente de San Roque. En el arroyo Calamón el encauzamiento era de 1,1 km y una capacidad fija de 140 m<sup>3</sup>/s.

El encauzamiento presentaba unas limitaciones importantes en su funcionamiento, que constituyen los puentes, algunos de ellos marcados con el número 3. Los puentes con una capacidad limitante mayor son el de las Brujas, en el Calamón, y sobre todo el de la N-V, causante de la mayoría de los problemas, debido a la ocupación por viviendas en tres de sus ojos centrales, y por la presencia de una tubería de saneamiento. Además de estos dos, el puente de San Roque en el río Rivillas también presentaba limitaciones a este caudal desaguado por la canalización. Otra serie de puentes y pasarelas (hasta siete en el Calamón) no han sido localizados en los mapas y muchas quedaron derruidos por la crecida.

Además de los elementos estructurales, puentes, encauzamientos e incluso ocupación urbana, en la comparación de las fotografías también aparece una intensa transformación del entorno de la ciudad (número 4) con aparición de zonas de viñedo, desaparición de zonas de huerta, pastizales, etc.

#### **4.3.5 La inundación de 1997 en la ciudad**

La crecida de noviembre de 1997 trajo sus peores consecuencias en la ciudad de Badajoz, en los barrios de Cerro de Reyes y también en alguna zona marginal del río Rivillas o del arroyo Calamón, como el barrio de San Roque y Pardaleras. El encauzamiento de los ríos, limitado por los puentes, y su propio diseño insuficiente, hizo que estos no fueran capaces de contener la crecida. El calado alcanzado en la ciudad, según el CEH (1998), fue de 4,42 m sobre el encauzamiento aguas arriba del puente de la N-V, cuando el encauzamiento poseía un calado máximo de 3,05 m, y aguas abajo de 8,28 m sobre el encauzamiento entre el puente y la pasarela de la plaza de Toros, cuando en este punto tenía un calado máximo de 3,30 m. En el arroyo Calamón, el calado obtenido por el CEH (1998) es de 3,78-4,43 m sobre el encauzamiento y el máximo proyectado para el mismo era de 2,50 m.

Con una situación de desbordamiento generalizado en las inmediaciones de los ríos, las zonas más afectadas fueron las colindantes, donde la lámina de agua llegó incluso a

cubrir las viviendas en su primer piso como puede verse en la figura 4-3, sobre todo en las situadas en la confluencia de Rivillas y Calamón.

La avenida en la ciudad está sujeta a perturbaciones de flujo, aumentos y disminuciones de la velocidad, pérdidas de flujo en calles laterales, etc. Por ello es difícil evaluar exactamente la evolución de la inundación en zonas urbanas. En su informe, el CEDEX estima valores de caudal máximo y velocidades de flujo altas (superiores a 3m/s), que se han obtenido básicamente mediante una modelización hidráulica dentro de la ciudad.

Según nuestra evaluación *in situ*, los efectos de la inundación en la ciudad fueron fundamentalmente de tipo erosivo, aunque en algunas zonas se dieron acumulaciones de depósitos de tipo arcilloso y limoso (Figura 4-4). Estas zonas coinciden con lugares de remanso y baja velocidad de las aguas debido a la protección de las casas generalmente en zonas ajardinadas donde se produce una perturbación elevada unida a una localización protegida; este es el caso del parque de la Legión, en la margen izquierda del río Rivillas aguas abajo del puente de San Roque. Quitando estas áreas protegidas, la mayoría del paisaje urbano muestra efectos erosivos más intensos cuanto mayor es la cercanía al encauzamiento (Figura 4-5).



**Figura 4-3. Interior de una vivienda situada en la confluencia de los ríos Rivillas y arroyo Calamón, cubierta por las aguas (izquierda). Vivienda de un solo piso en la margen izquierda del Arroyo Calamón. El nivel de agua llegó a cubrir por completo el interior de la casa (derecha)**



**Figura 4-4. Zona de remanso con presencia de depósitos finos en la margen izquierda del A° Calamón**

Las viviendas que orlaban el A° Calamón no superaban los dos pisos de altura, a lo sumo tres en algún caso, siendo las de una altura en las que se produjeron la mayoría de los fallecimientos. Según testigos presenciales, en algunas casas se consiguió escapar de la crecida al subirse a los pisos superiores, mientras que los muertos se encontraron atrapados sin posibilidad de escape en viviendas de una sola altura.



**Figura 4-5. Puente de las Brujas sobre el río Calamón destruido por la crecida. El agua casi alcanzó las ventanas del primer piso en el edificio del fondo.**



#### 4.4 Cronología de la inundación de 1997

La inundación de los días 5 y 6 de noviembre de 1997 ocurrida en la ciudad de Badajoz no fue la única. A lo largo de toda la cuenca del río Guadiana, desde Portugal hasta el norte de la provincia de Cáceres, los arroyos y ríos experimentaron crecidas, en algunos casos moderadas, y en su mayoría grandes, que modificaron sustancialmente la configuración del paisaje fluvial e incluso de las laderas. De todas ellas, la más llamativa, por el número de víctimas mortales y por la cuantía de los daños materiales, fue la de los Arroyos Rivillas y Calamón, que llegaron a la ciudad de Badajoz con caudales elevados, mayores de los que permitía albergar una canalización artificial proyectada en los años setenta con capacidad máxima entre 250 y 340 m<sup>3</sup>/s, según el tramo urbano de que se trate, y un periodo de retorno de 50 años (CHG, 1976 y 1978). La confluencia de ambas canalizaciones en el barrio de Cerro de Reyes puede observarse en la figura 4-6.



**Figura 4-6. Confluencia del río Rivillas y el arroyo Calamón en el barrio de Cerro de Reyes. La zona señalada estaba ocupada por casas. (1) Ojos del puente obstruidos por tubería de saneamiento y viviendas**

La cifra final de víctimas mortales fue de 21 personas más una desaparecida en la ciudad de Badajoz y de 3 en Valverde de Leganés, a las que hay que unir 12 víctimas en Portugal y un buen número de heridos (SNIRH, 1997).

Los ríos que produjeron mayores daños fueron fundamentalmente aquellos que atravesaban poblaciones de gran tamaño, como es el caso de Badajoz y Mérida, o bien con circunstancias especiales (soterramiento del cauce) como en Valverde de Leganés, aunque en general toda la red fluvial de la región se vió afectada con mayor o menor intensidad. La localidad de Montijo sufrió los desbordamientos del Lácara; en La Albuera, el Limonetes generó importantes cambios; y en Olivenza el Ribera de Olivenza produjo algunos daños.

#### **4.4.1 La crecida de 1997 en Valverde de Leganés**

El arroyo causante de los daños en la población de Valverde de Leganés es el arroyo de la Nave, con menos de 5 km de longitud hasta su entrada en la población y unos 8 km<sup>2</sup> de superficie vertiente a este mismo punto. La pendiente es muy variable, alta en zonas de cabecera (0,02 m/m), aunque disminuye ligeramente antes de entrar en el pueblo. Es afluente del Ribera de Olivenza y circula sobre terrenos impermeables, fundamentalmente pizarras y cuarcitas.

Las lluvias diarias procedentes de los cercanos pluviómetros de Olivenza y Piedraguda llegaron a los 115 mm el primero y 133 mm, que son algo más elevadas que las recogidas en Badajoz. La distribución, según CEH (1998), es parecida a la encontrada en la parte baja, con un 90% de las lluvias concentradas en 10 horas, con los máximos en los momentos finales.

Según las observaciones de campo, los daños fueron causados por una canalización enterrada del arroyo en el tramo urbano, que a todas luces se mostró como insuficiente para contener los caudales de la crecida. El encauzamiento (efectuado por la CHG), según el CEH (1998), "...estaba dimensionado para contener 25 m<sup>3</sup>/s, no los 70-80 m<sup>3</sup>/s que se han estimado..."también según este mismo informe, el propio encauzamiento presentaba durante su trazado tramos donde el flujo iba en carga. A veces, el agua salía en el interior de una vivienda, pues el encauzamiento se situaba bajo las mismas. Estas zonas constituyeron las de mayores daños materiales y humanos.



El flujo de superficie, procedente en parte de la zona de embocadura de la canalización, donde no se le daba cabida, y de las pérdidas puntuales, fue el que ocasionó los mayores daños en el pueblo, alcanzando en el interior urbano alturas de hasta 2 m sobre el suelo. La salida de las aguas de crecida al cauce natural generó una enorme hoya de erosión, con más de 1,5 m de profundidad y una anchura de más de 50 m, que sobreexcavó el sustrato de carácter antrópico (material de deshecho, escombros) e incluso el sustrato arcilloso, desapareciendo suavemente a los 50 m de distancia aguas abajo. El tramo superior del arroyo y la zona baja, una vez que éste ha desaguado unos cientos de metros bajo el pueblo, no presentan cambios muy notables en la morfología, al menos no mayores que los encontrados para la cuenca alta del río Rivillas.

La información recopilada indica que las lluvias tuvieron alta intensidad sobre las 19-21h del día 5-11-97, desbordando el arroyo fuera del encauzamiento sobre las 23-24h; los testigos indican el punto máximo de la crecida aproximadamente entre una y dos horas antes que la de Badajoz.

#### **4.4.2 La crecida de 1997 en Mérida**

A más de 60 km de distancia de Badajoz, en la ciudad de Mérida, otro arroyo, el Albarregas, produjo cambios en el paisaje urbano, con cuantiosos daños materiales. De nuevo se trata de un arroyo que cruza el entorno urbano, aunque en este caso con una mayor superficie vertiente de 127 km<sup>2</sup>. La longitud del río es de 21 km, de los cuales los últimos se desarrollan en suelo urbano. La pendiente media es de 0,005 m/m. La cuenca está geológicamente formada por rocas ígneas de tipo granitoide, de carácter prácticamente impermeable, parcialmente suavizado por la cubierta vegetal de dehesa con suelos desarrollados de manera incipiente.

Como elementos estructurales de interés, la cuenca tiene varias presas, alguna como la de Cornalvo, de época romana, sin demasiada incidencia sobre la inundación (regula la aportación de sólo 7 km<sup>2</sup>), y sobre todo la de la Cortezona, que regula un alto porcentaje (38 km<sup>2</sup>) de la cuenca de un afluente. El encauzamiento del arroyo Albarregas en la ciudad data de 1977 (CHG, 1977), con capacidad de 65 m<sup>3</sup>/s, inferior a lo estimado por el CEH (1998) para ésta crecida, que se acercó a los 196 m<sup>3</sup>/s, y señala que "...dicha

capacidad además queda limitada por la existencia de hasta cinco puentes sobre el río, incapaces de drenar el caudal proyectado...”

Según nuestras observaciones de campo, los efectos en el tramo no urbano de la inundación fueron grandes, con cambios morfológicos a nivel de trazado y presencia de erosiones y depósitos. Los efectos son más parecidos a los encontrados en la cuenca del río Rivillas que los descritos para el arroyo de la Nave (Valverde de Leganés).

Cronológicamente, la información recopilada indica que la lluvia en la zona tiene menor cuantía que en Badajoz y Valverde de Leganés y además el máximo se produce más tarde, entre las 23 y 24 h. La crecida en la ciudad está descrita sobre las 1.30 h del día 6-11-97, media hora más tarde que en Badajoz.

#### **4.4.3 Cronología de la crecida de 1997 en Badajoz**

En la tabla 4-2 se expone un resumen efectuado de los principales hechos que ocurrieron durante los días 5 y 6 de noviembre, extraídos de diversas fuentes: Ayuntamiento de Valverde de Leganés (1998), Protección Civil de Badajoz (1998), CHG (1997a), CEH (1998), Periódico HOY, El Periódico de Extremadura, El País y El Mundo de los días 6 al 20 de noviembre de 1997, entrevistas a testigos presenciales, información INM (1998b) y telediarios de diversas cadenas.

De las declaraciones de los testigos presenciales, informes técnicos y medios de comunicación, se desprende que la crecida llegó a su punto álgido sobre la 1-1,40 de la madrugada del día 6 de noviembre. Las aguas del Arroyo Calamón llegaron antes que las del Rivillas, pero con un margen de tiempo muy escaso, con lo que ambos hidrogramas se sumaron prácticamente de golpe en su confluencia en el barrio de Cerro de Reyes. La subida de ambos ríos, controlada de forma independiente por un policía local en el río Rivillas (CHG, 1997a) y por vecinos del Cerro de Reyes en el arroyo Calamón muestra una crecida muy rápida en la que se pasó, en apenas 10 minutos, de tener el agua enrasada en el inicio de la canalización del río Rivillas (250 m<sup>3</sup>/s en el inicio) a la punta de la crecida, estimada por varios autores entre 300 y 350 m<sup>3</sup>/s para el mismo punto (CHG, 1997a y CEH, 1998). Para el arroyo Calamón la variación es de unos 15 minutos, pasando de cubrir la canalización (140 m<sup>3</sup>/s en su inicio) a la punta, estimada entre 300 y 350 m<sup>3</sup>/s (CHG, 1997a y CEH, 1998). La rapidez de la crecida,

ganando entre 100 y 150 m<sup>3</sup>/s en cada uno de los ríos (200-250 m<sup>3</sup>/s a partir de su confluencia) en tan solo 10-15 minutos da un carácter de avenida relámpago ó *flash flood* a la inundación.

Hora	Rivillas	Calamón
19-22,30h	Lluvias entrando por el SW, máxima en las cuencas alta y baja	
23,00	Cauce con niveles normales	Cauce con niveles normales
24,00	Cauce con niveles normales	Cauce con niveles normales a altos (ceranos a cubrir el encauzamiento)
1,00	Se alcanza y sobrepasa el encauzamiento	Se sobrepasa el encauzamiento
1,15		Subida rápida
1,30		Máximo nivel de las aguas a la entrada de la ciudad
1,40	Máximo nivel de las aguas a la entrada de la ciudad	

**Tabla 4-2. Resumen cronológico de la inundación en el río Rivillas y arroyo Calamón según testigos presenciales y fuentes documentales**

## 4.5 Características físicas de la cuenca

Con el objeto de obtener información útil para entender la génesis y tipo de crecida se han realizado algunos análisis sobre las características físicas de la cuenca: geología, geomorfología y parámetros morfométricos.

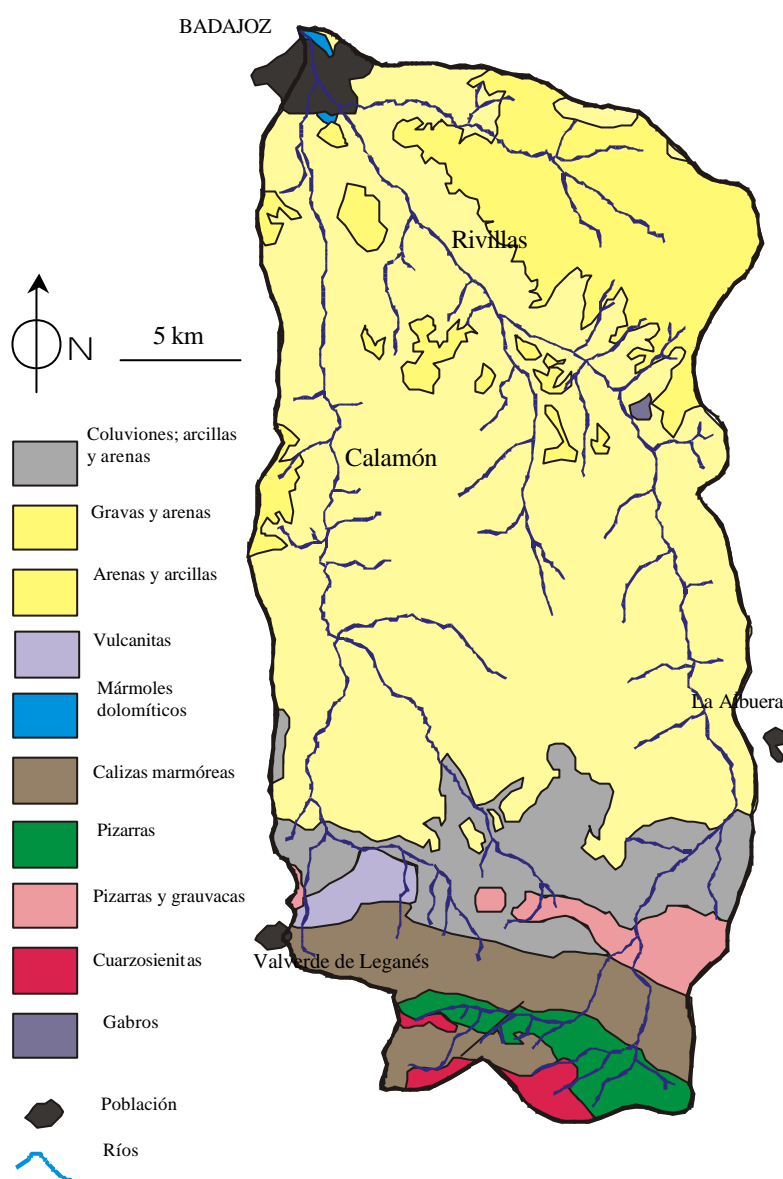
### 4.5.1 Geología y geomorfología

La cuenca del río Rivillas presenta una clara diferenciación de materiales entre la parte alta y la cuenca baja (Figura 4-7). En la zona baja de la cuenca (hoja 775, Badajoz; IGME, 1991), las areniscas y conglomerados del Mioceno constituyen las zonas bajas, aunque también se pueden encontrar gravas y arenas rojas con limos del Plioceno en las laderas. El único afloramiento de edad preterciaria son unos mármoles del Cámbrico inferior en la cuenca del arroyo Calamón. En la cuenca media, hojas a escala 1:50.000 de Olivenza (nº 801, IGME, 1985a) y La Albuera (nº 802, IGME, 1985b), los materiales pliocenos siguen siendo mayoritarios en afloramiento. Hay también algunas terrazas pleistocenas de gravas y arenas del río Guadiana, que dan relieves alomados. Formando

el piedemonte de la sierra, aparecen arcillas y arenas con cantos de coluviones del Holoceno. Existe un afloramiento de gabros en la zona media, a la altura del tramo Cansini, que precisamente condiciona la existencia de una contracción en la llanura de inundación. La cuenca alta del río Rivillas que comprende las hojas a escala 1:50.000 nº 827 de Alconchel (IGME, 1974) y nº 828 de Barcarrota (IGME, 1975), la forman materiales más antiguos, que generan mayores relieves. Son pizarras y cuarcitas, calizas marmóreas, dolomías y pizarras verdosas del Cámbrico inferior. En la zona de Valverde de Leganés aparece un afloramiento de materiales volcánicos del Carbonífero inferior, que da relieves acusados. Los materiales aluviales actuales, que forman los depósitos de la llanura de inundación de los ríos y arroyos de la cuenca del Rivillas están formados por arenas, arcillas y gravas holocenos. Además de estos materiales, aparecen en los depósitos de la llanura frecuentes encostramientos de carbonatos, posiblemente con origen en las calizas y dolomías paleozoicas, que se han disuelto y precipitado después sobre la llanura. La peculiaridad de estas costras es que otorgan superficies duras y menos erosionables que los aluviales circundantes, y en algunos tramos han generado morfologías erosivas peculiares.

No existe gran variedad de morfologías en la cuenca del río Rivillas. La geomorfología fluvial se caracteriza por llanuras aluviales de los principales arroyos y algunos fondos de valle; también aparecen algunas terrazas pleistocenas del río Guadiana en la parte alta de las lomas. Fuera del ambiente fluvial, predominan los procesos de coluviones y laderas coluvionadas, muy suaves, e incluso en la transición con la parte alta de la cuenca aparece un piedemonte suave que enlaza con los relieves metamórficos.

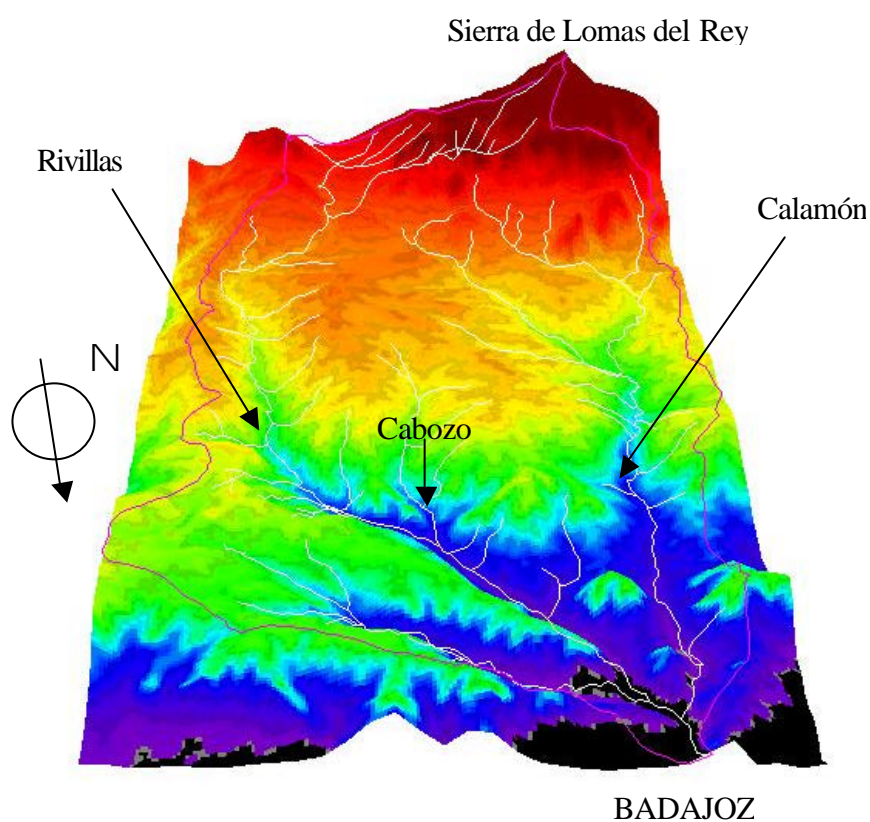
La red de drenaje actual sigue una orientación predominante N-S hasta alcanzar el río Guadiana. En las zonas limítrofes hacia el este, los ríos Ribera de los Limonetes y Entrín siguen también la misma dirección. Hacia el oeste los ríos presentan, sin embargo, cambios de dirección (SE-NW), como Ribera de Olivenza, condicionados por un giro similar del río Guadiana, que cambia su orientación EW al llegar a la ciudad de Badajoz y gira en dirección SW.



**Figura 4-7. Mapa litológico de la cuenca del río Rivillas**

El modelo digital de terreno (Figura 4-8) muestra una zona de cabecera escarpada relacionada con el afloramiento de las pizarras, que suavemente desciende hacia los cuaternarios. La divisoria entre Rivillas y Limonetes está experimentando cambios recientes, con relieves muy suaves y cambio de vertiente entre ambos apenas perceptible. En las cercanías de La Albuera, el río Rivillas no tiene casi cuenca en su margen derecha, circulando muy confinado debido a la presencia cercana del Ribera de

los Limonetes, más encajado y de mayor entidad. Esto hace pensar que dicha cuenca se encuentra en un proceso de captura de las aguas del río Rivillas (Durán *et al.*, 2005). En las inmediaciones de esta zona existen lagunas endorreicas que están siendo capturadas por la red fluvial actual. La presencia de zonas en transición endorreico-exorreico es notable inclusive en el área de estudio, con uno de los afluentes que recibe el nombre de Cahozo, nombre que popularmente designa cursos fluviales con estancamiento en sus aguas, según González Bernáldez (1996).



**Figura 4-8. Modelo digital de elevaciones de la cuenca del río Rivillas**

El río Rivillas tiene tres tramos muy diferenciados geomorfológicamente, el primero entre la ciudad de Badajoz y la población de La Albuera, con pendientes muy bajas y un trazado suavemente meandriforme, con valores del índice de sinuosidad medio de 1,32, aunque cerca de la ciudad el valor es de 1,13. Estos índices se han medido en la fotografía aérea de 1956. El segundo tramo comprende la zona de la Albuera hasta la confluencia con el Rivillas superior y el arroyo Valdesevilla. Este tramo se comporta

como *braided*, sin canal preferente y varios canales entrelazados. La sinuosidad del tramo es de 1,11. Este tramo parece obedecer al nivel de encajamiento activo de la red fluvial, con un cambio de pendiente considerable que condiciona la morfología en planta. El tercer tramo es la parte más alta, circulando como río en roca, encajado sobre el sustrato metamórfico y desarrollando un fondo de valle muy condicionado por la litología subyacente.

**Cambios geomorfológicos en la cuenca.** Se han interpretado geomorfológicamente las fotografías de los tramos estudiados, comparando el vuelo de 1956 con el vuelo de 1982-1983 y en algunos casos, cuando ha sido posible, con la situación previa a la inundación de 1997. Los tres tramos seleccionados son Romera y Cansini, en la cuenca alta-media, y Galache, en la cuenca baja (Figura 4-9). Al estar muy cerca de la ciudad de Badajoz, las transformaciones geomorfológicas no pueden estudiarse desde una óptica natural a partir de las fotografías de 1956. Este momento normalmente marca un punto de inflexión en la desnaturalización de los ríos españoles, pero en este caso los procesos transformadores humanos ya han actuado previamente.

Los cambios antrópicos en la cuenca del río Rivillas se producen a varios niveles: sustrato (cambios de pendiente en las laderas), vegetación (modificación de la cubierta vegetal, prácticas agrícolas) y sistemas fluviales (disminución de la sinuosidad de los cauces, nivelamiento y desaparición de arroyos laterales, profundización de los cauces de los arroyos). Todos ellos tienen su respuesta durante las grandes lluvias que generan inundaciones. Además de la geomorfología, se han incluido los cambios en la vegetación, puesto que tal y como señala Bull (1988), una de las consecuencias de la disminución de la vegetación de ribera es la pérdida de potencia y resistencia. Las crecidas afectan grandemente a la potencia y resistencia cuando decrece la rugosidad hidráulica por destrucción de la vegetación de ribera, el armazón del lecho y también por realineación de canales.

La situación de partida para los tres tramos es la de una llanura con uso agrícola, sobre la que se ha construido la carretera N-432, que comunica Badajoz y Sevilla. Esta carretera se encuentra en ocasiones sobreelevada mediante un talud sobre la propia llanura y crea una barrera para el desbordamiento de las aguas sobre la margen derecha del río.

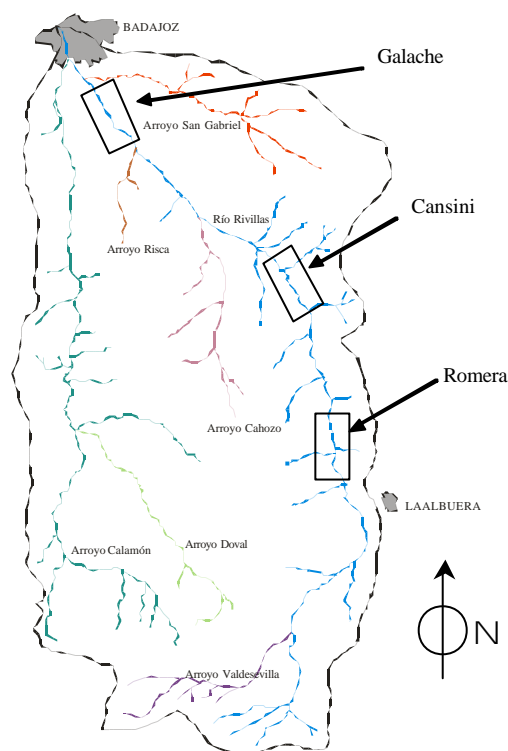


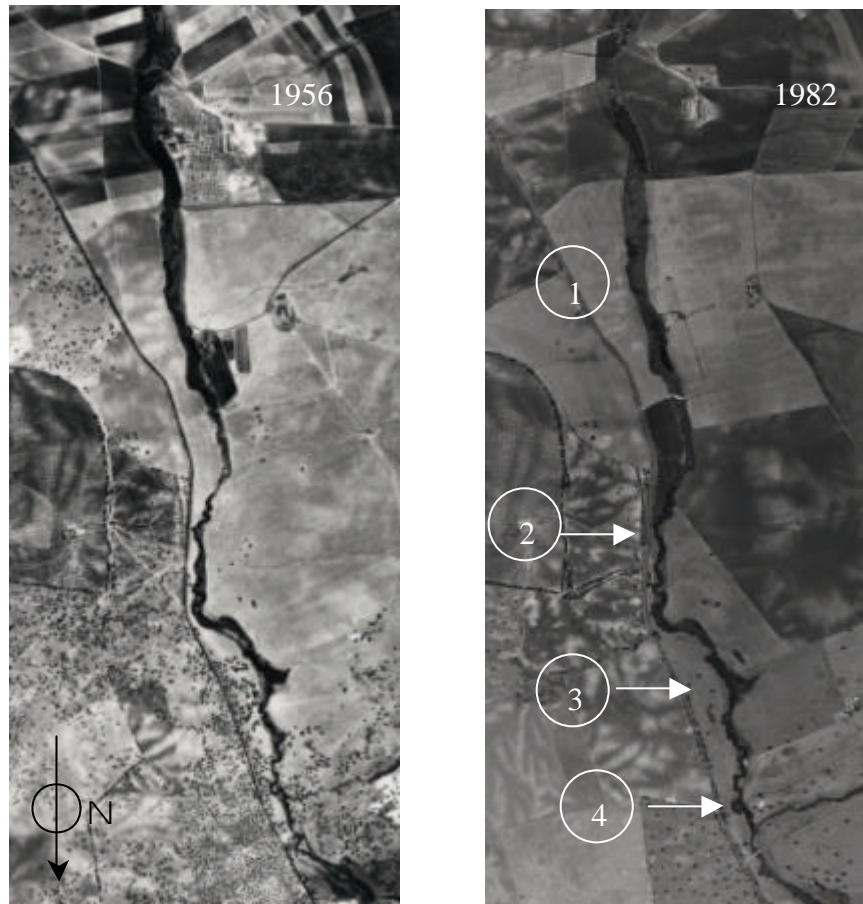
Figura 4-9. Localización en la cuenca del río Rivillas de los tres tramos analizados

#### 4.5.1.1 Tramo de Romera-Perales

La situación en 1956 en el tramo de Romera-Perales es la de un río meandriforme, con una sinuosidad de 1,32 y un buen estado de conservación de la llanura y vegetación de ribera, que apenas están transformadas (Figura 4-10). En la parte alta del tramo existe uso de la llanura de inundación y pueden verse cultivos en la margen derecha. A partir de 1982 ya se observan cambios intensos en la vegetación de ribera, que pasa de tener una cobertura riparia del 90% a un 76 %. También desaparecen zonas de dehesa de las márgenes transformadas a cultivos, aunque, en este sentido, el tramo ya estaba muy transformado en 1956. La sinuosidad del río no parece cambiar en exceso (Figura 4-12), descendiendo hasta  $S = 1,25$ . Previamente a la inundación del año 1997, la sinuosidad experimenta los cambios más drásticos, bajando considerablemente por rectificación de los cauces hasta alcanzar  $S = 1,06$ . Al observar el cauce en este tramo se observa que se han eliminado los meandros, sin cambiar el trazado general del río, como puede verse en el meandro de la figura 4-11. La vegetación de ribera (Figura 4-12) pasa a tener una cobertura menor, del 39 %. En todo el tramo a lo largo de la serie de fotografías pueden



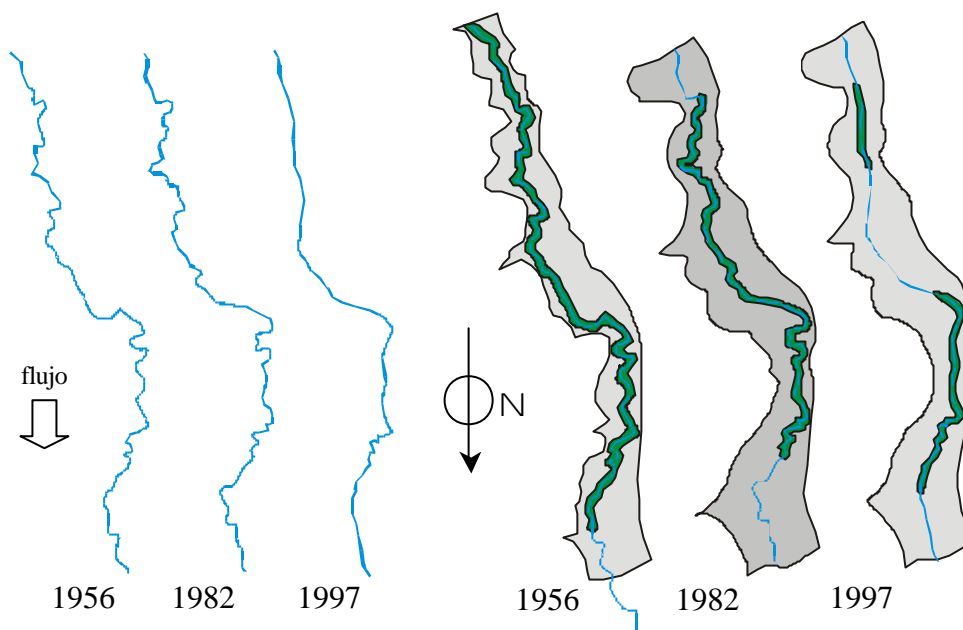
verse abanicos que en parte condicionan los meandros del río, sobre todo en la imagen de 1956.



**Figura 4-10. Fotografías aéreas de 1956 y 1982. Los números marcan (1) la carretera N-432, (2) la constricción, (3) transformación de la dehesa y (4) abandono de meandros por rectificación**



**Figura 4-11. Cauce rectificado y meandro abandonado (4) de Romera-Perales sobre el que ha sido construido un pozo para regar los cultivos**



**Figura 4-12.** Cambios en la sinuosidad en el tramo de Romera-Perales obtenidos a partir de fotointerpretación (izquierda) y transformaciones en la cobertura de la vegetación de ribera (derecha). El color verde indica la extensión de la vegetación de ribera

#### 4.5.1.2 Tramo de Cansini

Los cambios respecto a un hipotético régimen natural en este tramo son notorios ya en la fotografía de 1956 (Figuras 4-13 y 4-14). La llanura de inundación no tiene cobertura vegetal de porte arbóreo, aunque si existe una densidad alta de vegetación de ribera de tipo arbustivo. Sin embargo la sinuosidad parece conservarse relativamente bien  $S = 1,32$ . En la fotografía de 1982 los cambios en la red fluvial son drásticos, todo el río Rivillas ha sido canalizado y realineado, pasando a valores de sinuosidad de  $S = 1,07$ , situación que se conserva hasta el momento de la inundación en 1997. Son los cambios en el trazado del río los que serán, como veremos más adelante, los causantes de los cambios mayores tras la inundación en 1997 del tramo. Los abanicos aluviales han desaparecido por roturación de los terrenos de los arroyos que los forman y por nivelación de los campos de cultivo sobre la llanura de inundación. Todas las laderas de la margen izquierda se han transformado de pastizal a viñedo y ha desaparecido la vegetación de ribera por completo. Se han construido algunas pistas de tierra y vados de pequeño tamaño para dar acceso a los campos de la margen izquierda.

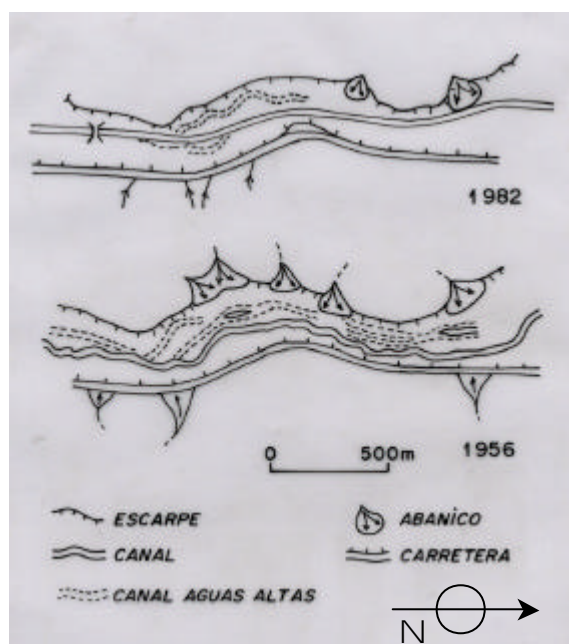


Figura 4-13. Comparativa entre las fotografías aéreas de 1956 y 1982 en el tramo de Cansini

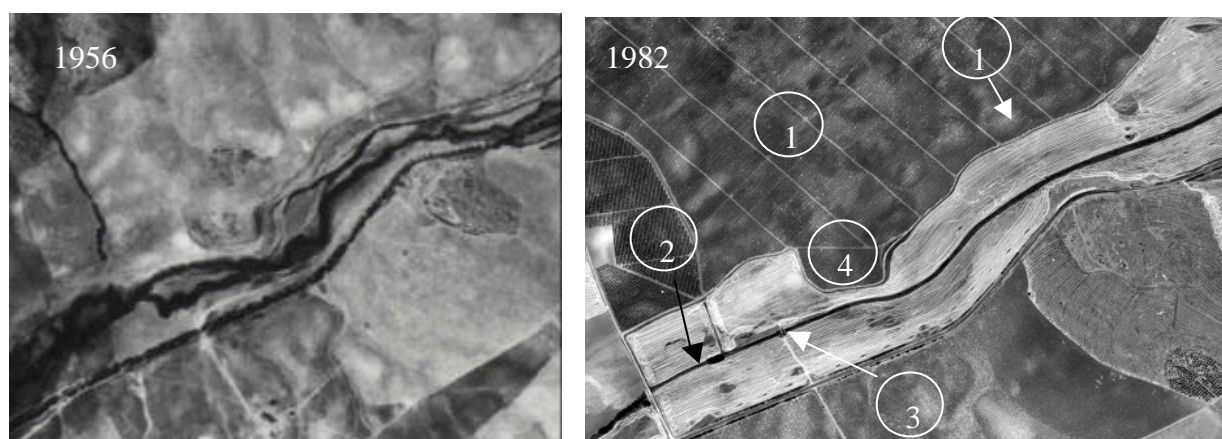
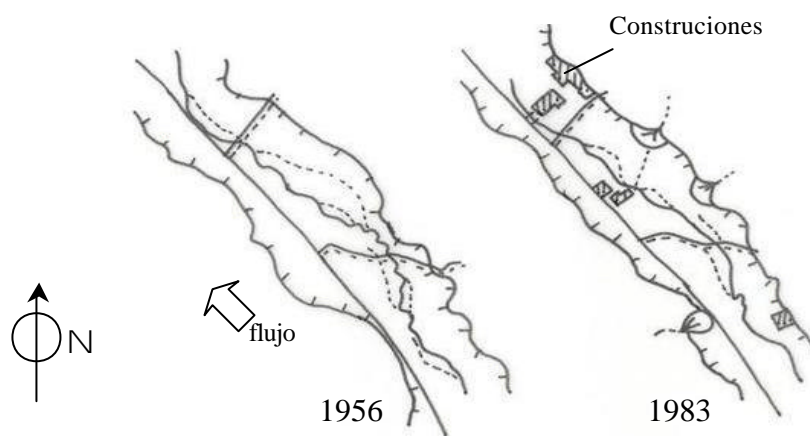


Figura 4-14. Fotografías aéreas de 1956 y 1982 en el tramo de Cansini. Los puntos indican (1) transformación a viñedos, (2) rectificación general del río, (3) puentes y pistas nuevas, (4) constricción al flujo

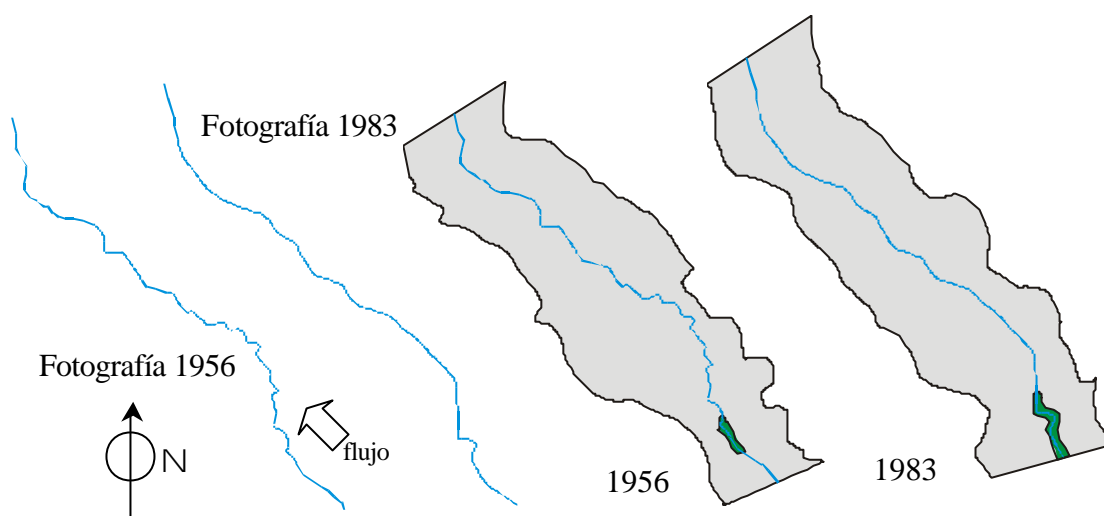
#### 4.5.1.3 Tramo de Galache

Al ser el tramo más bajo de los tres, pues tan solo se encuentra a 2-3 kilómetros de la ciudad de Badajoz, la transformación del tramo respecto a una hipotética situación de régimen natural puede verse ya en la fotografía de 1956 (Figuras 4-15 a 4-17). Los

cambios de sinuosidad ya son notorios ( $S = 1,14$ ) respecto a las zonas situadas aguas arriba, con valores por encima de 1,2.



**Figura 4-15. Comparativa entre las fotografías aéreas de 1956 y 1983 en el tramo de Galache. La construcción en la llanura es notoria**



**Figura 4-16. Cambios en la sinuosidad en el tramo de Galache obtenidos a partir de fotointerpretación (izquierda). Cobertura de la vegetación de ribera para el tramo de Galache obtenidas a partir de fotointerpretación (derecha, en color verde)**

El propio nombre del tramo, Galache, que guarda cierto parecido con la palabra galacho ó zonas perifluviales encharcadas, antiguos meandros (González Bernáldez, 1996) nos hace pensar que fuese una antigua zona con meandros abandonados encharcados por la presencia del nivel freático alto, que por hallarse cerca de la ciudad de Badajoz han sido transformados hace tiempo. A pesar de ello pueden verse modificaciones en la

sinuosidad, pasando en el año 1983 a un valor más bajo de 1,03, que muestra una total rectificación del río. La vegetación de ribera también muestra estos cambios tempranos, pues sólo un 7 % del río se encuentra vegetado, situación que parece invertirse en 1983, con un aumento hasta el 16% en la zona más cercana a la ciudad. La transformación en la llanura es muy notable: se introducen naves industriales, un desguace de vehículos, una urbanización y un restaurante, todos ellos reduciendo la superficie inundable disponible.



**Figura 4-17. Fotografías aéreas de 1956 y 1983 en el tramo de Galache. Los puntos indican (1) urbanización en zonas de llanura de inundación, (2) rectificación y encauzamiento del río, (3) transformación de pastizales y cultivos de secano a viñedos**

#### **4.5.1.4 Cambios en la red fluvial de menor orden**

Además de los cambios en el río principal, una de las transformaciones geomorfológicas que con mayor profusión se observan en la cuenca son las sufridas por los ríos y arroyos tributarios del Rivillas y Calamón. Los cambios ocurren sobre todo en el número de canales de órdenes bajos, que disminuyen al quedar recubiertos por trabajos agrícolas que tienen como finalidad la nivelación de los cultivos, como puede observarse en la figura 4-18.





**Figura 4-18.** Vistas aéreas de la zona media, donde puede verse la desaparición de arroyos de la red secundaria (1) en el Cortijo del Mimbrero (superior) y tramo del parque acuático (inferior)

#### 4.5.2 Morfometría

El estudio morfométrico en relación con la génesis de avenidas ha sido realizado por autores como Horton (1932 y 1945), Strahler (1952), Schumm (1956), Leopold *et al.* (1964), Scheiddeger (1970), Patton y Baker (1976), Hart (1986), Costa (1987), Patton (1988) y Martínez Goytre (1993). Algunas de las conclusiones más importantes de estos trabajos son las siguientes: la morfometría analiza los elementos menores en que se compone la red fluvial, y sirve para estudiar la hidrología, sedimentología y erosión de la cuenca (Patton y Baker, 1976); Strahler (1964) indica que la forma del hidrograma está en parte controlada por la morfometría de la cuenca de drenaje; algún autor, como Costa (1987), señala que los caudales máximos en inundaciones se producen por una combinación óptima entre morfometría de la cuenca e intensidad de la tormenta.

En este caso, hemos realizado un análisis morfométrico con objeto de estimar las características de la cuenca del arroyo Rivillas y su posible incidencia en las

inundaciones de 1997. Los parámetros analizados son: area, desnivel, longitud y relación de elongación de la cuenca, pendiente media del canal, magnitud, densidad de drenaje, número de rugosidad, frecuencia de drenaje, frecuencia en los canales de primer orden, relación de bifurcación, jerarquía de la red de drenaje, relación de bifurcación de Horton y relación longitud-orden.

Area de la cuenca (A). Se han planimetrado las áreas de la cuenca completa y de las subcuencas de los arroyos Rivillas y Calamón. Los resultados son los siguientes: el área completa es de 314 km<sup>2</sup>, la subcuenca del arroyo Rivillas de 192,5 km<sup>2</sup> y la del arroyo de Calamón de 117,5 km<sup>2</sup>.

Desnivel (r). Es la diferencia de altitud entre el punto más alto de la cuenca y el tramo que está analizando (Costa, 1987). Se ha estimado para la cuenca completa, para el arroyo Rivillas y para su afluente el arroyo Calamón. También se ha calculado el parámetro para los tramos de Cansini y Romera. Los valores de éste parámetro son de 450-160 = 290 m para la cuenca completa del Rivillas, 450-170 = 280 m para la subcuenca del Rivillas y 411-170 = 241 m para la subcuenca del arroyo Calamón.

Longitud de la cuenca (l). Es la dimensión lineal en la cuenca a lo largo del canal principal, desde la divisoria a la desembocadura (Schumm, 1956). Se ha estimado para el arroyo Rivillas, el arroyo Calamón y para la cuenca completa. La cuenca completa del Rivillas tiene una longitud de 36,4 km lineales, el arroyo Rivillas hasta la confluencia con el Calamón, de 34,9 km y el Calamón hasta la misma confluencia 27,5 km

Relación de elongación de la cuenca (o circularidad). Número adimensional asociado con la forma de la cuenca. Es la relación entre el diámetro de un círculo con la misma área que la cuenca y la longitud de la cuenca (Schumm, 1956). La fórmula para calcularlo es la siguiente, siendo A el área de la cuenca y L la longitud de la cuenca:

$$Re = \frac{\frac{A^{0.5}}{L}}{p^{0.5}} 2$$

El rango de valores oscila entre 0 y 1, siendo 1 una cuenca perfectamente redondeada y 0 una cuenca perfectamente lineal. Cuencas redondeadas producen picos del hidrograma acusados, ya que la probabilidad de que coincidan varios arroyos a la vez es mayor (Martínez Goytre, 1993) y producen avenidas relámpago más cortas (Patton, 1988). Para la cuenca del arroyo Rivillas el valor es de 0,55 en la cuenca completa y 0,44 para el arroyo Rivillas y Calamón hasta su confluencia. La cuenca completa presenta un valor medio con ligera tendencia a la circularidad, mientras que los arroyos Rivillas y Calamón presentan ambos una tendencia a la elongación. En los dos casos, los valores no son diferentes, por lo que en caso de crecida podrían llegar a coincidir caudales altos en ambos arroyos a la vez, aunque no lo sean sus puntas debido a su diferente tiempo de concentración.

Pendiente media del canal. Diferencia entre el desnivel salvado y la longitud del canal principal (Schumm, 1956). La pendiente media del arroyo Rivillas es de 0,0075 m/m y del Calamón de 0,0088 m/m, mientras que para el río completo es de 290 m / 38.191 m = 0,0075 m/m

La subcuenca del arroyo Calamón es más abrupta y tiene una mayor pendiente. Para evitar desvirtuar el valor final de la pendiente con zonas en cabecera que presenten relieves abruptos, Costa (1987) propuso realizar medidas al 85% de la desembocadura.

Hemos realizado el análisis, tomando el valor aproximado del 80% de la desembocadura, con el resultado final de 0,0039 m/m, una pendiente más ajustada al valor normal en casi toda la cuenca.

Magnitud de la cuenca (M). Número total de canales de primer orden en la cuenca (Patton y Baker, 1976). El valor en la cuenca total es de 67 elementos de primer orden.

Densidad de drenaje (D). Longitud del total de canales en la cuenca dividido por su área. Este parámetro representa la eficiencia de la cuenca para evacuar caudales (Horton, 1945).

$$D = \frac{\sum L_n}{a}$$



D = densidad de la red de drenaje,  $\Sigma L_c$  = longitud total de todos los canales, a = área

El valor de D en la cuenca completa es de 0,62 y los valores de las subcuencas del Rivillas 0,65 y Calamón 0,57. Los valores obtenidos son muy bajos; sin duda, ofrecen la dificultad de la cuenca para evacuar los caudales durante los episodios de crecida. Estos valores no representan una situación natural, ya que debido a la presión humana en la cuenca han desaparecido multitud de canales de órdenes bajos, que han sido cubiertos y nivelados para mejoras en las prácticas agrícolas. Según Costa (1987), valores altos permiten disminuir el tiempo de flujo superficial, mientras que valores bajos aumentan el pico del hidrograma. En este caso, los bajos valores hallados sugieren el agravamiento de la situación por retención de flujo superficial en laderas no canalizadas y picos del hidrograma más altos de los que corresponderían en régimen natural. Pese a que la litología es la que controla la red de drenaje, se ha correlacionado por parte de Abrahams y Ponczynski (1984) la densidad de la red de drenaje con la intensidad de las precipitaciones, llegando a inferirse por otros autores (Patton, 1988) que las elevadas intensidades dan como resultado bajas densidades si la pendiente no es muy alta.

Esta podría ser una de las consecuencias de la baja densidad de red de drenaje de la cuenca del río Rivillas.

El número de rugosidad (H). Es un parámetro definido por Patton y Baker (1976) como el producto del desnivel por la densidad de drenaje. El valor adimensional obtenido indica, si es alto, que al tener pendientes elevadas y una buena eficiencia, tendrán hidrogramas de tipo relámpago.

$$H = D \cdot R$$

Los valores para la cuenca completa del río Rivillas son de  $H = 0,17$ ; la subcuenca del arroyo Rivillas ofrece valores de  $H = 0,18$ ; y la del arroyo Calamón de  $H = 0,13$ ; valores muy altos indican la tendencia a tener hidrogramas de tipo relámpago.

Frecuencia de drenaje (F). Se establece la frecuencia para todos los canales sea cual sea el orden de magnitud (Patton y Baker, 1976):

$$F = \frac{\sum n_u}{a}$$

Siendo  $n_u$  el número total de canales de cualquier orden y  $a$  el área de drenaje.

La cuenca completa ofrece valores de  $F = 0,28$ , valores bajos por la escasa densidad de los canales de órdenes bajos. Para ver esta relación se ha hallado la frecuencia de drenaje de los canales de primer orden.

Frecuencia de drenaje de los canales de primer orden ( $F_1$ ). Establecida por Patton y Baker (1976). Sirve para medir indirectamente la eficiencia de la cuenca para drenar la escorrentía superficial fuera de ella (Costa, 1987).

$$F_1 = \frac{M}{a}$$

$M$  = magnitud de primer orden (canales de primer orden),  $a$  = área de la cuenca.

El valor que ofrece la cuenca completa del arroyo Rivillas es de  $F = 0,21$ , una eficiencia muy baja, ya que el valor ni siquiera llega a 1, que ha sido estimado como un valor normal en muchas cuencas (Martínez Goytre, 1993).

Relación de bifurcación ( $R_b$ ). Es la relación entre el número de canales de un orden entre el número de canales del orden siguiente (Horton, 1945).

$$R_b = \frac{n_u}{n_{u+1}}$$

En la cuenca, para el orden 1 y 2, el valor obtenido es de 3,94, que indica que la cuenca del río Rivillas tiene tendencia a la elongación más que a la circularidad.

Jerarquía de la red de drenaje. Establecida por Horton (1945) y modificada por Strahler (1952), Leopold *et al.* (1964) y Scheiddeger (1970). El parámetro a estimar es el más comúnmente aceptado hoy, la jerarquía de Strahler (1952). El número total de canales es 89, con un orden mayor de 4 (Tabla 4-3).

Parámetro	Número
Número total de canales	89
Orden mayor	4
N <sub>1</sub>	67
N <sub>2</sub>	17
N <sub>3</sub>	4
N <sub>4</sub>	1

**Tabla 4-3. Número de canales de cada orden respectivo y número de orden máximo en la cuenca del río Rivillas**

Efecto de la escala. Con objeto de comparar los cambios que se producen en la información cuando se trabaja a distinta escala, hemos realizado el análisis de algunos elementos que con seguridad van a verse influidos, como la longitud de los canales asociados a un orden  $n$  (Tabla 4-4), el radio o relación de bifurcación ( $R_b$ ) y el radio o relación de longitud-orden ( $R_r$ ), propuesto por Horton (1945).

El número de canales de cada orden es menor utilizando la cartografía 1:50.000 que mediante la cartografía 1:100.000, cosa bastante sorprendente ya que cabría encontrar lo contrario.

Cuenca	Longitud media (km) de los canales de orden $n$			
	Orden 1	Orden 2	Orden 3	Orden 4
Rivillas completa	1,8	2,11	14,07	-
Subcuenca Rivillas	1,9	1,65	10,79	-
Subcuenca Calamón	1,6	2,75	23,9	8,88

**Tabla 4-4. Longitud media de los canales de cada orden en la cuenca del río Rivillas**

Relación de bifurcación de Horton:  $R_b = \frac{n_u}{n_{u+1}}$

Los valores de la relación de bifurcación para los órdenes 1 y 2 son de 4,5 para la subcuenca del río Rivillas, 3,8 para el Calamón y 4,25 para la cuenca completa. Entre los órdenes 2 y 3 el Rivillas presenta un valor de 2,3, el Calamón de 5 y la cuenca

completa de 3. Entre los órdenes 3 y 4, los valores obtenidos son de 3 para la subcuenca del río Rivillas, 0 para la del Calamón y 3 para la cuenca completa. En este caso, los cambios de escala producen que los valores obtenidos en la escala 1:100.000 sean de 3,94 para el orden 1-2, mientras que con la escala 1:50.000 ofrecen valores de 4,25.

Relación longitud-orden ( $R_r$ ). Parámetro estimado por Horton (1945) que relaciona la longitud media de un orden ( $n_{u+1}$ ) con el anterior ( $r_u$ )

$$R_r = \frac{r_{u+1}}{r_u}$$

La relación entre los órdenes 2 y 1 da como resultado 0,86 para la subcuenca del río Rivillas, 1,7 para la del Calamón y 1,17 para la cuenca completa. La relación entre los órdenes 3 y 2 ofrece un valor de 6,5 para la subcuenca del río Rivillas, 8,7 para la del Calamón y 6,6 para la cuenca completa. Y, respecto a la relación entre los órdenes 4 y 3, da como resultado 0,82 para la subcuenca del río Rivillas, 0 para la del Calamón y 0,63 para la cuenca completa.

Los valores cercanos a la unidad en el orden 2-1 indican parecida longitud de canales; esto implica un buen desarrollo de la red secundaria, mientras que la relación para los órdenes 2 y 3 se dispara y, por tanto, tienen una mayor extensión los canales de tercer orden, que a su vez se encuentran de nuevo equilibrados respecto a los de cuarto orden.

Los resultados del análisis morfométrico, resumidos en la tabla 4-5, no ofrecen conclusiones muy claras sobre la predisposición de la cuenca a producir inundaciones de carácter súbito, pues si bien alguno de estos valores apuntan en este sentido, como es el caso de la circularidad, la mayoría de los análisis restantes muestran que tanto la cuenca completa como las subcuencas se encuentran dentro de valores medios. La única conclusión interesante procede de aquellos parámetros que dependen de la red de drenaje que muestran una desorganización de la misma y relaciones anómalas respecto a los órdenes bajos. Esta falta de afluentes de primer orden puede deberse a causas antrópicas, puesto que desde cientos de años atrás ha sido una zona con importante transformación agrícola.

Parámetros	Rivillas cuenca completa	Subcuenca A° Rivillas	Subcuenca A° Calamón
Area de drenaje (km <sup>2</sup> )	314	192.5	117.5
Altura máx. (m)	450	450	411
Altura mín. (m)	160	170	170
Desnivel (m)	290	280	241
Desnivel relativo	0,36	0,33	0,41
Longitud cuenca (km)	36.4	34.9	27.5
Circularidad	0.55	0.44	0.44
Pendiente media (m/m)	0,0075	0.0075	0.0088
Magnitud cuenca	67	-	-
Densidad drenaje (km/km <sup>2</sup> )	0.62	0.65	0.57
Número de Rugosidad	0,17	0.18	0.13
Frecuencia de drenaje	0.28	-	-
Frecuencia de drenaje primer orden	0.21	-	-
Relación de bifurcación	3.94	-	-

**Tabla 4-5. Resultados del análisis morfométrico de la cuenca del río Rivillas. Los cálculos han sido realizados para una escala de 1:100.000**

## 4.6 Meteorología

En el presente apartado se analiza la meteorología local en la cuenca del Arroyo Rivillas a partir de los registros pluviométricos de cuatro estaciones cercanas, así como la situación meteorológica durante el episodio de crecida del 5 y 6 de noviembre de 1997 para la cual se ha empleado el registro continuo de la estación de Talavera la Real, informaciones de testigos, datos aportados por el INM y datos de radar entre otros.

### 4.6.1 Descripción de la situación y evolución de la tormenta.

El temporal que cruzó la península Ibérica el 5 de noviembre de 1997 dejó lluvias fuertes en el suroeste de Portugal y Extremadura que fueron calificadas como extraordinarias por el INM (1998b), dejando valores de precipitación diaria como los

que se muestra en la tabla 4-6. La descripción de la situación efectuada por el citado centro territorial es la siguiente:

**4.6.1.1 Día 5 de noviembre de 1997:**

“Vaguada profunda en niveles altos de la atmósfera al oeste de la península. Temperaturas de  $-40^{\circ}$  en el nivel de 300 hPa y flujo fuerte del SW. Chorro de 200 km/h. Convección en el Golfo de Cádiz. En niveles bajos centro de bajas presiones en las costas británicas que se extiende hasta la península. Borrasca en el Golfo de Cádiz con posibilidad de ciclogénesis explosiva”.

**4.6.1.2 Día 6 de noviembre de 1997:**

“Vaguada en niveles altos y baja asociada a ella que cruza Extremadura con máximo de vorticidad en el sur de Portugal. Temperaturas de  $-20^{\circ}$  en 500 hPa. En niveles bajos la baja continúa desplazándose sobre el SW de la península con un sistema frontal en fase de oclusión. Precipitaciones generalizadas en la península, localmente fuertes en Extremadura y Andalucía. Vientos que superan los 100 km/h”.

Las precipitaciones fueron analizadas de la manera siguiente por el INM: “...se han registrado en la mayor parte del territorio de la Comunidad autónoma de Extremadura precipitaciones excepcionales...que se sitúan en una banda orientada SW-NE...superan los  $110 \text{ l/m}^2$  (Figura 4-19) en todas las estaciones en la banda central superándose los registros históricos de precipitaciones máximas diarias...en las zonas interiores de la banda...se localizan áreas en las que se superaron los 140 y  $150 \text{ l/m}^2$ ”.

La tormenta dejó en la cuenca precipitaciones muy homogéneas que superaron los 110 mm. Respecto a las intensidades: “...los máximos valores de precipitación se registraron entre las 23.00h del 05/11/97 y las 01.00h del 06/11/97, concentrándose en el eje de la banda citada anteriormente...”

Los mayores valores de intensidad se alcanzan en la estación de Talavera la Real (Tabla 4-7), la estación más cercana al núcleo principal y también a la cuenca del Arroyo Rivillas. En cuanto a otros elementos importantes: “...los vientos alcanzaron los 105

km/h en Cáceres y 97 km/h en Don Benito,... que suponen el segundo lugar en la serie histórica de las dos estaciones...”

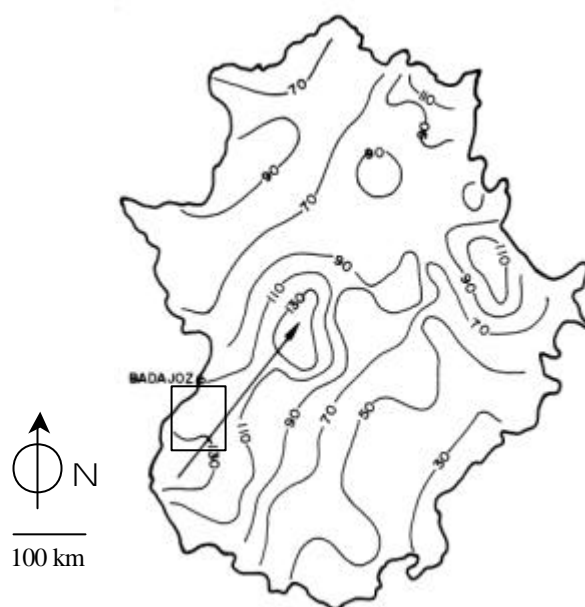
Indicativo	Estación	Precipitación (l/m <sup>2</sup> )
3-555	Aldea del Cano	141
4-245	Guadalupe “Segunda”	142
4-248I	Valdecaballeros “Central”	118
4-444B	Montijo “Instituto”	110
4-446	Salvatierra de los Barros	110
4-450	La Albuera	119
4-452	Talavera la Real	109
4-455	La Nava de Santiago	148
4-484	Pantano de Piedraguda	133
4-486	Olivenza	115
4-487	San Benito de la Contienda	143
4-488	Alconchel	154
4-489	Cheles	150
4-492	Barcarrota	117
4-493	Higuera de Vargas	135

**Tabla 4-6. Precipitaciones en la Comunidad Autónoma de Extremadura (Fuente: INM, Centro Meteorológico Territorial, 1998b). (1) Precipitaciones en 24 h de las 08h del día 5 a las 08h del día 6 de noviembre de 1997**

Indicativo	Estación	Intensidad día 5 (l/m <sup>2</sup> /h)	Hora Z
3-469A	Cáceres “carretera de Trujillo”	59	23.10
4-248I	Valdecaballeros “Central”	85	22.40
4-452	Talavera la Real	88	22.20
4-484	Pantano de Piedraguda	44	19.10

**Tabla 4-7. Intensidades en la Comunidad Autónoma de Extremadura (Fuente: INM, Centro Meteorológico Territorial, 1998b)**

Los datos del satélite meteorológico y de descargas eléctricas confirman el hecho de que una borrasca muy profunda atravesó Extremadura en la dirección citada. Los valores de presiones mínimas alcanzados fueron de 931 hPa en Cáceres, 955 hPa en Talavera la Real y 943 hPa en Don Benito en torno a las 00.30-01.00 h del día 06/11/97, siendo la caída de presión de 27 hPa respecto a las 12 h anteriores.



**Figura 4-19. Isolíneas de precipitación diaria correspondientes al día 05/11/97 en l/m<sup>2</sup> en intervalos de 20litros. En el recuadro figura la cuenca del río Rivillas (Elaborado a partir de datos del INM, Centro Meteorológico Territorial, 1998b)**

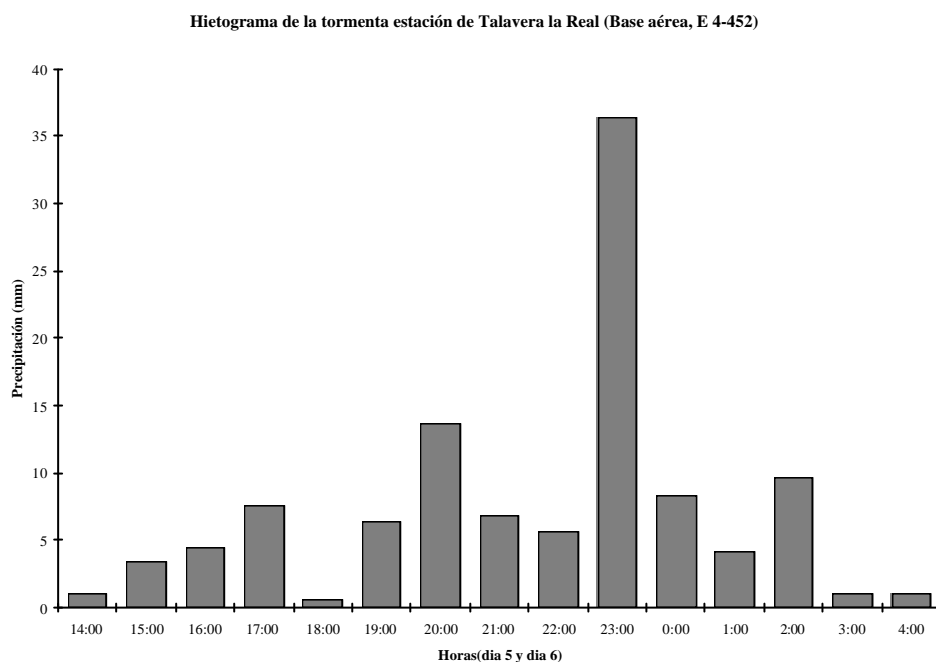
#### 4.6.2 Caracterización del fenómeno meteorológico

En base a los datos ofrecidos por la estación de Talavera la Real se ha reconstruido el hietograma de tormenta (Figura 4-20), así como se han calculado los valores de intensidad local. La tormenta se inició en la zona a las 14.00 h del día 5 de noviembre, comenzando con unos valores moderados que fueron ascendiendo y descendiendo hasta las 22.00 h a partir de esta hora comenzó a llover de manera intensa, alcanzándose los mayores valores alrededor de las 22,20-23.00 h, con 36 mm. Después de esta hora las precipitaciones fueron remitiendo hasta terminar a las 4.00 h del día 6/11/97.

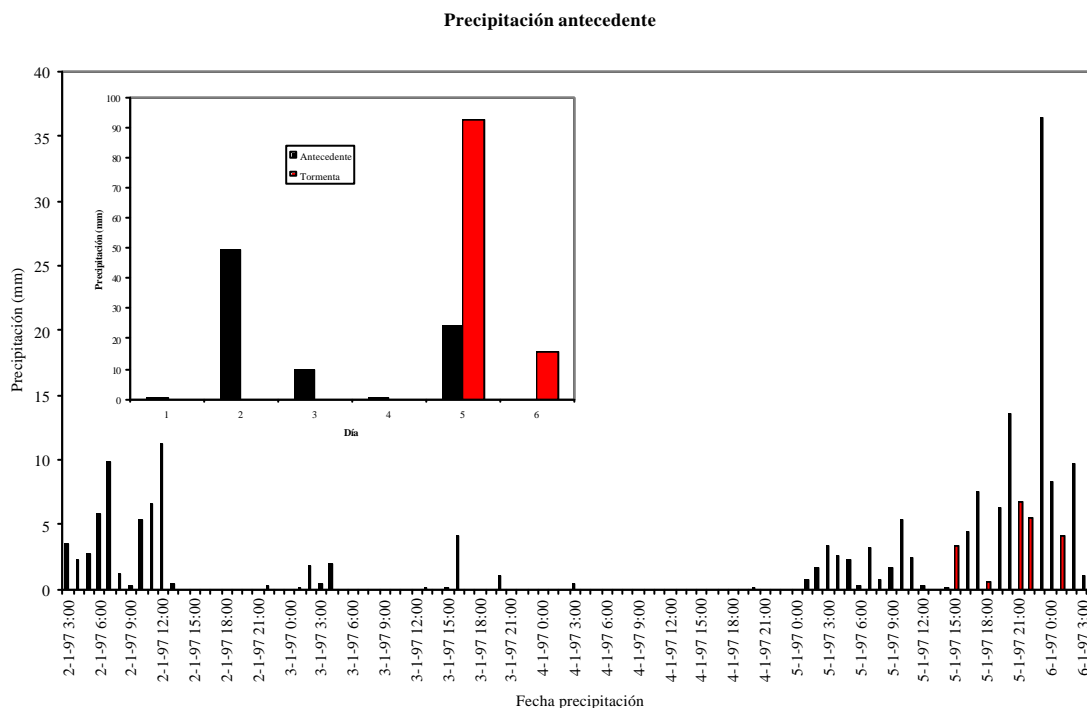
Del hietograma podemos obtener que la precipitación diaria recogida en el pluviómetro de Talavera La Real durante las 10 horas centrales supuso el 90% de la recogida en todo el día ( $P_{10} = 107$  mm por  $P_d = 119$  mm) situándose además las máximas intensidades al final del hietograma. Estas características hacen de esta situación meteorológica una de



las más desfavorables que pueden darse para la generación de inundaciones en la cuenca.



**Figura 4-20.** Precipitaciones a intervalo horario en la estación de Talavera la Real durante el episodio de tormenta (Noviembre 1997). Fuente: elaborado a partir de datos del INM



**Figura 4-21.** Precipitación antecedente (color negro) y de la tormenta (color rojo) en intervalos horarios y en intervalos diarios (recuadro superior). Fuente: elaborado a partir de datos del INM

#### 4.6.2.1 Precipitación antecedente

Conviene resaltar además la importancia de la precipitación antecedente. Como puede observarse en la figura 4-21 la precipitación recibida en el pluviógrafo en los 5 días anteriores a la tormenta fue considerable, 84 mm recogidos sobre todo los días 2 y 5 de noviembre que dejaron al suelo con poca capacidad de recibir e infiltrar agua de lluvia.

La intensidad medida en la estación de Talavera la Real para la tormenta de los días 5 y 6 de noviembre fue de 87 mm/h alrededor de las 22.40h con 14.5 mm medidos en un intervalo de 10 minutos (INM, 1998b). Las cantidades máximas de precipitación para distintos intervalos de tiempo se exponen en la tabla 4-8.

El fenómeno meteorológico ha sido identificado como un Sistema Convectivo de Mesoscala (SCM) por el INM (1999). En realidad debido a la proximidad de dos masas de aire, una polar fría y otra masa de aire subtropical (cálida e inestable) producen un frente frío activo que, debido a la gran inestabilidad de la masa subtropical, desarrolla varios núcleos convectivos (INM, 1999). No se trata pues de un solo SCM sino varios, que han sido caracterizados según los criterios del Servicio de Técnicas de Análisis y de Predicción (STAP), detallados por Riosalido *et al.* (1998).

Intervalo temporal	Cantidad de precipitación (mm)	Intensidad (mm/h)
10´	14.5	87
20´	19.8	59.4
30´	24.6	49.2
60´	37.9	37.9
2h	46.5	23.2
6h	77.0	12.8
12h	93.1	7.7

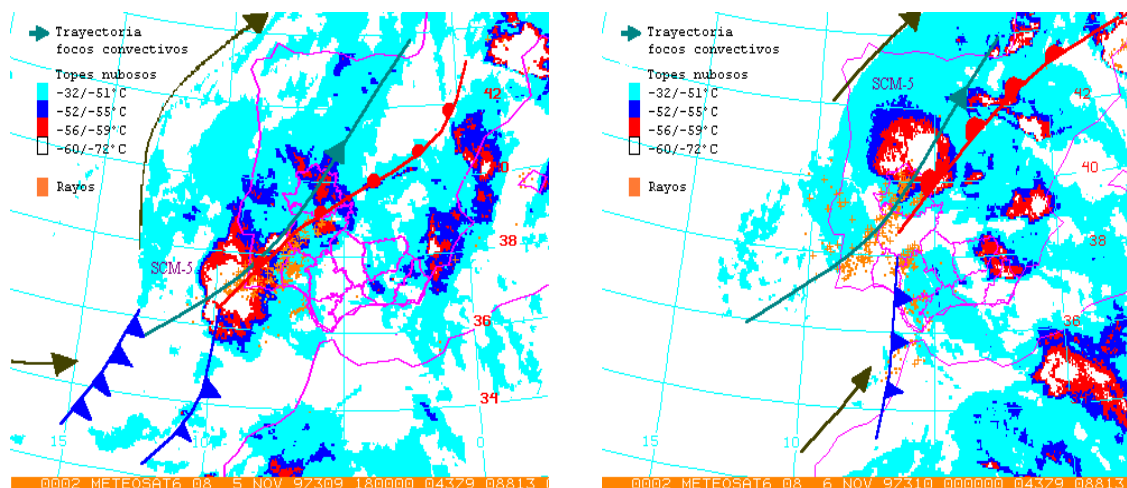
**Tabla 4-8. Cantidades máximas de precipitación correspondientes a distintos intervalos temporales**  
(Elaborado a partir de datos del INM)

De los cinco principales SCM, son dos los que tienen mayor relevancia. El SCM-4 y SCM-5, ya que son los causantes de las elevadas precipitaciones que dan lugar a la

inundación, además son los que cumplen mejor los criterios para ser considerados sistemas convectivos de mesoescala (Tabla 4-9).

Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM)		Fecha (Día/Hora)	Eje A (km)	Eje B (km)	Superficie (km <sup>2</sup> )	Excentricidad (Eje A / Eje B)
SCM-1	Media		172	188	25.393	0.91
	Fase madura	04 23.00h	214	188	31.521	0.88
SCM-2	Media		392	184	56.649	0.47
	Fase madura	04-23.00h	440	167	57.573	0.38
SCM-3	Media		260	154	31.503	0.59
	Fase madura	05-08.00h	306	171	41.156	0.56
SCM-4	Media		226	251	44.552	0.90
	Fase madura	05-13.00h	245	253	48.551	0.97
SCM-5	Media		326	325	83.326	0.99
	Fase madura	05-20.00h	449	267	93.922	0.59

**Tabla 4-9. Características de los diversos Sistemas Convectivos de Mesoescala desarrollados durante el 5 de noviembre de 1997 (INM, 1999)**



**Figura 4-22. Imágenes infrarrojas del satélite Meteosat que muestran la actividad del SCM-5 durante las 18.00h del día 5 de Noviembre y las 00.00h del día 6 de Noviembre de 1997 (Fuente: INM)**

El SCM-4 dejó lluvias antecedentes que prepararon el terreno para que las posteriores precipitaciones tuviesen condiciones favorables a la producción de escorrentía superficial, siendo del orden de 10- 20 mm. El SCM-5 fué el núcleo de convección más

importante, formado frente al cabo de San Vicente y llegó a Portugal sobre las 18.00h, y afectando al entorno de la ciudad de Badajoz sobre las 21.24h y dejando cerca de 40 mm en una hora. Este núcleo (Figuras 4-22 y 4-23), tuvo una gran actividad en Portugal a las 18.00h, y continuó desplazándose hacia el SW de Extremadura, momento en el que dejó elevadas precipitaciones a las 23.00h del día 5 y diluyéndose después en su trayectoria hacia el NNE.

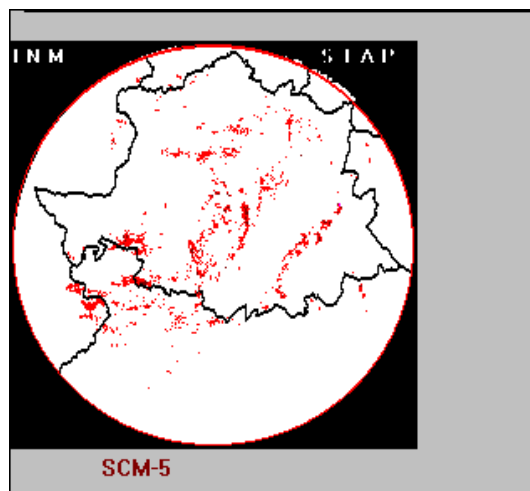


Figura 4-23. Imagen de radar con los focos generados por el SCM-5 en Extremadura (radar de Cáceres) con reflectividades superiores a los 45 dBZ (Fuente: INM)

#### 4.6.3 Lluvias máximas e intensidades históricas en la cuenca

Con el objeto de conocer los periodos de retorno de las lluvias máximas diarias en la cuenca del Arroyo Rivillas y compararlos con los valores obtenidos durante el evento de noviembre de 1997 se han realizado las funciones de distribución mediante los métodos de Gumbel, valores extremos generalizados (GEV) y SQRT-ET máx., todos ellos métodos ampliamente conocidos y aceptados como válidos (Ferrer, 1993). Para ello se ha empleado el programa informático LEYES (CEH, 1991) desarrollado para obtener dichas funciones.

##### 4.6.3.1 Funciones de distribución. Frecuencia de la tormenta

Las lluvias calificadas de carácter excepcional por el INM (1998b y 1999) pues los valores registrados durante el evento superaron los datos históricos de precipitaciones máximas diarias en un 45% de las estaciones y en la banda central en todos ellos, con

valores del 300%. Como puede observarse en la tabla 4-10, los valores en la zona de la cuenca del Arroyo Rivillas y alrededores fueron superados en todos los casos, al encontrarse dentro de la banda central con mayores precipitaciones. Las precipitaciones registradas son superiores a la efeméride en un porcentaje que oscila entre los 110 al 176%, y que confirma la elevada magnitud del evento. Estos resultados se han obtenido empleando para ello toda la longitud de la serie disponible. En nuestro caso el análisis se hará considerando una longitud homogénea para todas las estaciones, puesto que los valores finales de periodo de retorno se emplearán con posterioridad en el análisis hidrometeorológico de caudales máximos de la crecida.

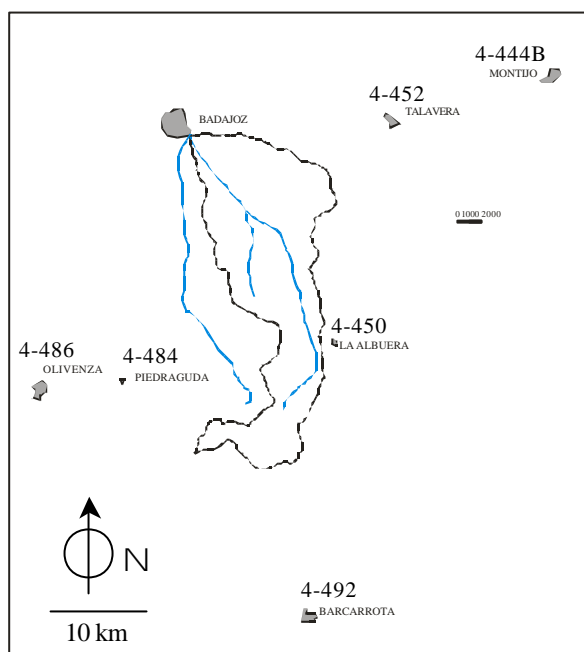
Los periodos de retorno estimados por el INM a partir de la función de distribución Gumbel de valores extremos (EVI) son los que figuran en la tabla 9-2 de los Anexos.

La práctica totalidad de las estaciones más cercanas a la cuenca presentan valores de periodo de retorno mayores a 500 años mediante la función Gumbel. Para contraste de los valores obtenidos se han aplicado otras funciones de distribución (SQRT-ET máx. y GEV), pues como ya ha sido señalado por algunos autores la función de tipo Gumbel no funciona bien para periodos de retorno altos (Ferrer, 1993) y en este caso la longitud de las series empleadas es corta, oscilando entre los 20 y los 53 años.

Estación	Periodo	Fecha efeméride	Precipitación (mm)	Precipitación 5-Nov.	Porcentaje de superación
Badajoz "Instituto"	(1876-1983)	Nov-1906	83,2	-	-
Talavera la Real	(1961-1990)	Nov-1969	70,5	119	168.7%
Valverde de Leganés	(1942-1996)	Jun-1992	77,0	136	176.6%
Barcarrota	(1940-1996)	Abr-1987	70,3	116	165%
La Albuera	(1940-1996)	Nov-1954	99,7	110	110.3%
Olivenza	(1941-1995)	Ene-1941	73,0	115	157.5%
Montijo "instituto"	(1971-1997)	May-1992	64,0	110	171.8%
Salvaterra de los Barros	(1974-1995)	Abr-1987	94,0	110	117%

**Tabla 4-10. Valores de precipitación históricos y valores durante el evento de noviembre de 1997**  
(Elaborado a partir de información del INM)

Las estaciones disponibles (Figura 4-24) no presentan los mismos periodos de registros ni tampoco la misma calidad de información. Para evitar errores se han desechado todas aquellas estaciones que tengan registros inferiores a 20 años o que tengan muchas lagunas. Tal es el caso de las estaciones de Salvatierra de los Barros (con 18 datos) y Badajoz ya que no tiene registros continuos a partir de 1968. Las estaciones elegidas presentan más de 20 años de registro continuo. En algunos casos los huecos han sido rellenados mediante correlaciones múltiples entre estaciones (método CORMUL del CEH). Para la caracterización de las precipitaciones areales en la cuenca se ha tomado como periodo el comprendido entre 1971-1995 (25 años), por ser el que menos lagunas presentaba en todas las estaciones.



**Figura 4-24. Mapa de situación de las estaciones seleccionadas para realizar análisis de frecuencia en datos de precipitaciones máximas diarias.**

La principal limitación es que no existe una buena red de pluviómetros y la existente cuenta con escasos pluviógrafos con los que delimitar las tormentas con el objeto de minimizar el efecto de que un aguacero quede comprendido entre dos mediciones de días consecutivos. Por último, señalar el problema que suponen los fenómenos de tipo convectivo a nivel local, ya que debido a su escaso desarrollo espacial no es fácil contar con un buen registro de las tormentas. Este no es el caso de los sistemas convectivos de mesoescala, pero si el de la convección a microescala que generalmente no queda bien

reflejada en la red pluviométrica. Esto queda de manifiesto en la cuenca del arroyo Rivillas, con cerca de 300 km<sup>2</sup> de área y dos estaciones pluviométricas dentro de ella (150 km<sup>2</sup> de área de influencia para cada una) mientras que generalmente se estima que la amplitud media de una célula convectiva ronda los 30 km<sup>2</sup>.

Las tres funciones de distribución que hemos analizado en los datos de lluvias máximas diarias son: Gumbel, SQRT y GEV. La función de distribución de Gumbel (Gumbel, 1941) es la tradicionalmente empleada para la obtención de los periodos de retorno. Para la obtención hemos empleado como método de ajuste el estimador de máxima verosimilitud, uno de los más usados al ser más eficiente por tener menor varianza en los parámetros estimados (Ferrer, 1993). Esta función según el propio Ferrer cita textualmente, “...la ley de Gumbel, empleada en España para análisis pluviométricos asume un valor constante del coeficiente de sesgo igual a 1.14, lo que contradice frecuentemente los valores muestrales observados y conduce en estos casos a resultados del lado de la inseguridad...”. Los resultados que hemos obtenido para los periodos de retorno se muestran en la tabla 4-11.

Estación	Periodo de retorno			Xo	Alfa
	25	100	500		
Talavera -4452	56	66	78	32,12	7.439
Montijo- 4444B	62	74	89	32,69	9.043
La Albuera-4450	57	69	82	31,37	8.096
Olivenza-4486	52	61	71	30,56	6.554
Piedraguda-4484	61	72	86	33,83	8.367
Barcarrota-4492	62	73	86	36,62	8.001

**Tabla 4-11. Estimación del periodo de retorno mediante la función Gumbel (serie 1971-1995)**

La función SQRT-max. propuesta por Etoh *et al.* (1986) es una ley de dos parámetros que según Ferrer (1993) asume un valor del coeficiente de sesgo superior al resultante con Gumbel función del valor del coeficiente de variación. La mayor fiabilidad de éste método para el trabajo con datos máximos diarios hizo que fuese incorporado al territorio nacional en el catálogo de “Estudio de precipitaciones máximas diarias en la España peninsular” (MOPU, 1994). Presenta una serie de ventajas frente al tradicional,

como son, en primer lugar, que el método ha sido propuesto específicamente para la modelación estadística de máximas lluvias diarias y además que al formularse con dos parámetros muestra mucha robustez pues es menos sensible ante resultados anómalos y es más conservador en los resultados, lo que ofrece una mayor seguridad (Ferrer y Ardiles, 1995).

Los resultados que hemos obtenido para los cuantiles (Tabla 4-12) son superiores a los alcanzados por el método de Gumbel, sobre todo en los periodos de retorno altos.

Estación	Periodo de retorno			a	k
	25	100	500		
Talavera -4452	61	76	96	845,36	2.582
Montijo- 4444B	67	86	111	306,21	1.949
La Albuera-4450	60	76	96	690,90	2.518
Olivenza-4486	55	68	85	1.922,83	3.279
Piedraguda-4484	64	81	102	827,91	2.441
Barcarrota-4492	65	80	100	2220,24	2.824

**Tabla 4-12. Estimación del periodo de retorno mediante la función SQRT\_ET máx. (serie 1971-1995)**

La función de valores extremos generalizados (GEV) es un modelo propuesto por Hosking *et al.* (1985) de tres parámetros (u, a, k) para estimación de cuantiles a partir del ajuste de momentos probabilísticamente ponderados ya que confiere mayor peso a los mayores valores de la serie, resultando valores más conservadores (Ferrer, 1993). Esto conduce a evitar errores de infravaloración de las precipitaciones de los cuantiles correspondientes a periodos de retorno elevados. Los resultados que hemos obtenido se muestran en la tabla 4-13.

Al comparar las tres funciones de distribución se observa que los resultados son menores para la función Gumbel y GEV, ambas con valores muy cercanos, mientras que la función SQRT ofrece valores más altos. En aras de obtener resultados más conservadores y del lado de la seguridad, esta sería la función a emplear para los análisis hidrometeorológicos.



Estación	Periodo de retorno			Xo	a	k
	25	100	500			
Talavera -4452	52	59	67	32,94	7,03	0,079
Montijo- 4444B	60	71	82	32,71	9,46	0,061
La Albuera-4450	60	73	89	30,95	8,77	-0,020
Olivenza-4486	51	59	67	30,47	6,66	0,038
Piedraguda-4484	58	64	70	34,43	9,65	0,188
Barcarrota-4492	64	77	91	36,21	8,55	-0,012

**Tabla 4-13. Estimación del periodo de retorno mediante la función GEV (serie 1971-1995)**

De una forma general se observa que las estaciones cercanas a la cuenca del río Rivillas alcanzan según la serie estudiada para el periodo de retorno de 500 años valores en general inferiores a los 100 mm, que en cualquier caso son menores que los registrados en los pluviómetros para la tormenta de 1997 y que confieren a las lluvias del 5-6 de noviembre un carácter excepcional. Las diferencias entre nuestros resultados y los obtenidos por el INM en la función Gumbel se deben sobre todo a la longitud de serie empleada, pues en nuestro caso ha sido necesario homogeneizar los datos dentro del periodo 1971-1995, ya que los emplearemos más tarde para el cálculo hidrometeorológico de caudales de crecida.

## 4.7 Hidrometeorología y estimación de caudales

Dentro de este apartado se van a estimar por un lado, los valores de caudales asociados a un periodo de retorno (en función de los mismos periodos ya calculados para las lluvias y de las características físicas del terreno). Por otro lado, se van a calcular los caudales máximos instantáneos para la crecida de 1997, obtenidos mediante el método racional, el método del hidrograma unitario modelizado a partir del programa HEC-1, y el método combinado de cálculo hidráulico con datos de campo empleando el programa HEC-RAS.

#### **4.7.1 Cálculo de caudales en función del periodo de retorno. Estimación mediante el método racional**

El río Rivillas es un afluente de pequeño tamaño del río Guadiana que presenta gran estacionalidad en sus caudales, siendo por lo general muy bajos, por lo que no existe una estación de aforo en el río que permita evaluar los caudales asociados con un periodo de retorno. La metodología empleada para el cálculo de caudales consiste en obtener dichos periodos de retorno basándonos en los cuantiles ya estimados para las lluvias y caracterizando los principales parámetros de la cuenca. El método de cálculo es el racional de precipitación-aportación que se ha elegido por ser el único con carácter normativo en España. Se basa en la metodología desarrollada por el Soil Conservation Service (SCS, 1972) que fue adaptada para España por Témez (1978) a partir del trabajo sobre varias cuencas experimentales. Dicha adaptación fue normalizada en España con el nombre de Norma de Instrucción de Carreteras (5.2 IC) (MOPU, 1990) y se ha modificado posteriormente con nuevas correcciones (Témez, 1991).

Se ha trabajado separadamente en las subcuencas del río Rivillas y Calamón, puesto que en análisis posteriores se precisarán únicamente los datos de la primera de las subcuencas, que ha sido modelizada además mediante HEC-RAS, y en la que se han llevado a cabo trabajos de campo sobre la sedimentología de la inundación. Los valores obtenidos de forma separada se han calculado también de forma conjunta, para ver cuales son los caudales finales que confluyeron en la unión de los dos grandes afluentes.

##### **4.7.1.1 Breve explicación del método**

El cálculo de los caudales se realiza mediante la fórmula:  $Q_b = \frac{C \cdot I \cdot A}{3.6}$

Dónde C es el coeficiente de escorrentía, I la intensidad de precipitación y A el área de la cuenca.

Los requerimientos básicos son, en primer lugar la determinación del umbral de escorrentía (Po) valor que determina la cantidad de agua que es retenida en el suelo antes de que las lluvias produzcan escorrentía superficial. Para ello es necesario analizar la cubierta de la cuenca en cuanto a los usos del suelo y cultivos, pendiente, características hidrológicas (sobre todo cómo está cultivado), tipo de suelo

(básicamente en función de su permeabilidad). Este ha sido dividido en la Norma en cuatro categorías, desde A (más permeable) a D (más impermeable). Una vez conocido el umbral de escorrentía medio para la cuenca, se determina cual es la precipitación areal correspondiente a un determinado periodo de retorno. Las lluvias se asocian a una intensidad en función de mapas estandarizados para la Península Ibérica. Esta intensidad (I), en mm/h será la referida al periodo de tiempo de duración del tiempo de concentración. El coeficiente de escorrentía (C) es un valor que determina la cantidad de agua que escurre en relación con el agua precipitada y será función de la cubierta y umbral de escorrentía. Finalmente el coeficiente de escorrentía, intensidad de la precipitación y área de la cuenca nos van a permitir obtener el caudal máximo para ese periodo de retorno.

#### ***4.7.1.2 Cálculo del umbral de escorrentía***

Para estimar el Po, la metodología propuesta en la Norma es la de transformar las categorías empleadas para obtener el número de curva (SCS, 1972) y que en función de los usos del territorio, pendientes y de las características del sustrato, tomará distintos valores. Un importante trabajo sobre la estimación del número de curva es el de Ferrer (2003), que señala los porcentajes de cambio que suponen cada uno de los componentes sobre el valor final y que por acumulación de errores puede alcanzar el 18% en las circunstancias más desfavorables de la categoría barbecho, la más frecuente en la cuenca estudiada.

Debido a la enorme importancia que tiene la correcta estimación del umbral de escorrentía, se ha estimado lo más exactamente posible ayudándonos de trabajos de campo y observaciones de cobertura vegetal mediante fotografía aérea. Las consideraciones básicas empleadas para su cálculo son las que se detallan a continuación:

#### ***4.7.1.3 Cubierta vegetal y usos del territorio***

Para obtener las categorías de cubierta vegetal y usos se ha empleado el Mapa de Cultivos y Aprovechamientos a escala 1:50.000 (DGPA, 1977, 1978, 1979a, 1979b y

1979c). El Mapa Forestal de España a escala 1:200.000, hojas de Badajoz (3-8) y Villafranca de los Barros (3-9). Mapas más modernos, realizados en el año 1992.

Como recomendación de este estudio indicamos que el uso de la cartografía forestal sería indicado en el caso de analizar cuencas con presencia mayoritaria de masas forestales. Las categorías propuestas para la norma de instrucción que se han encontrado en la cuenca del río Rivillas son las siguientes:

*Barbecho*, categoría más desfavorable, presente en abundancia en la cuenca baja y dentro de la que se han agrupado algunas pequeñas manchas de improductivo.

*Cultivos en Hilera*, categoría que agrupa fundamentalmente en esta zona a los cultivos de vid y olivo. Son zonas con bajos valores del Po debido a la distancia entre plantas y a la disposición lineal de los cultivos.

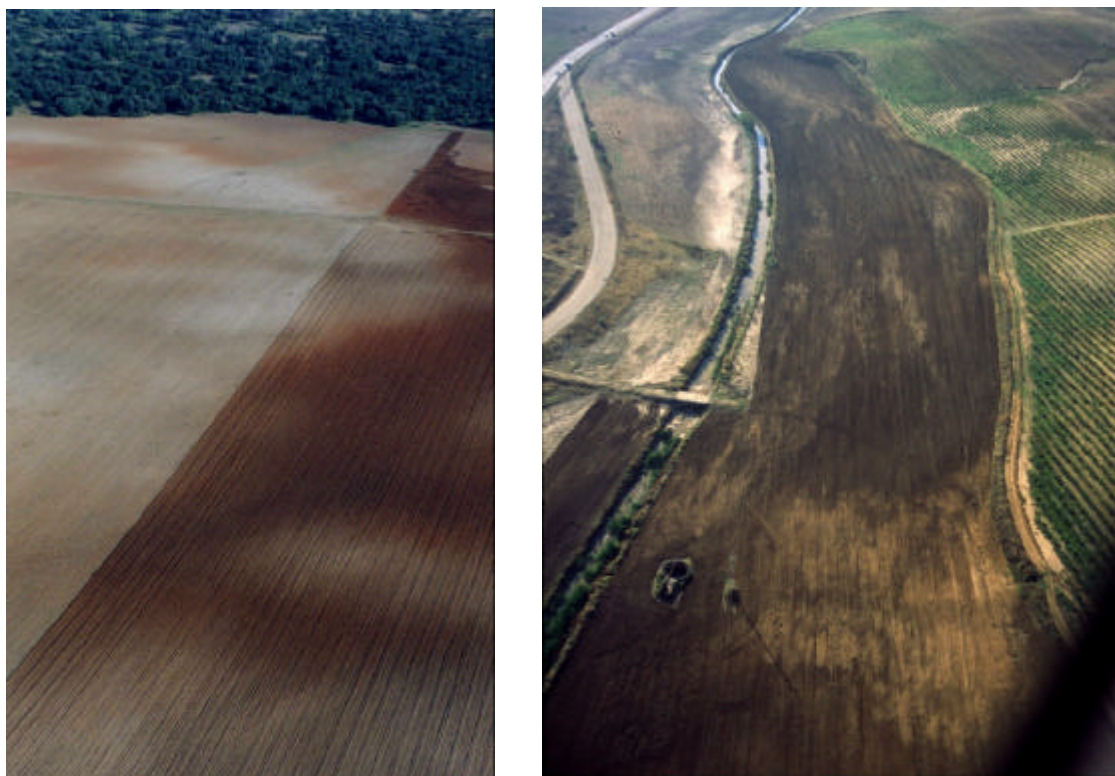
*Praderas, pastizales*, se trata de zonas con una cubierta vegetal más o menos importante, que puede ser de cultivos o de plantas para pastoreo. En función del grado del mismo, en la cuenca se les ha clasificado como de moderado régimen de pastoreo (condiciones medias).

*Masas forestales*, considerándose en esta categoría las masas de monte de dehesa predominantes en la zona alta, que se trata de monte claro al estar los árboles diseminados y no generar frondas muy espesas. También se han incluido en esta categoría las escasas manchas de bosque de ribera.

Los resultados de la clasificación en estas cuatro categorías pueden verse en la figura 4-26. Los dos tipos de mapas empleados presentan zonas muy similares y sobre todo en la distribución de las categorías de Masas Forestales y una menor coincidencia en las de pradera-pastizales y barbecho-improductivo. Donde sobre todo la diferencia es mayor es en los cultivos en hilera, que apenas aparecen en el mapa forestal, y que se ha comprobado en campo que constituyen un porcentaje elevado de la cubierta de la cuenca. Esta tipología lleva asociado un valor muy bajo del Po.

La determinación correcta del tipo de uso del suelo es crucial en el resultado final del umbral de escorrentía. Es la variable que tiene una mayor sensibilidad en la estimación

del número de curva (Ferrer, 2003). Los porcentajes de cambio de Po oscilan entre un 3,5% en el caso de viñedos, y un 50% en el monte bajo en el caso de suelos de tipo D. Una observación importante que debe de hacerse es la intensa transformación que están experimentando los usos de la zona en los últimos años de este estudio, pues las zonas cercanas a la ciudad están cambiando las zonas de cultivos de cereal por el de vid, esto debería tenerse en cuenta para futuras gestiones y cálculos. Además, los cambios en la dehesa y llanura de inundación (Figura 4-25) que hemos observado por comparación de fotografías aéreas indican que los mapas se encuentran cerca de los grandes núcleos urbanos como Badajoz bastante desactualizados.



**Figura 4-25. Tres de los tipos de cubierta vegetal encontrados. Izquierda, zonas de barbecho con pendiente superior al 3% y, limitando con ellas, zonas de dehesa. A la derecha, zonas de barbecho en la llanura de inundación, pendiente inferior al 3% y cultivos en hilera en las laderas con pendientes altas**

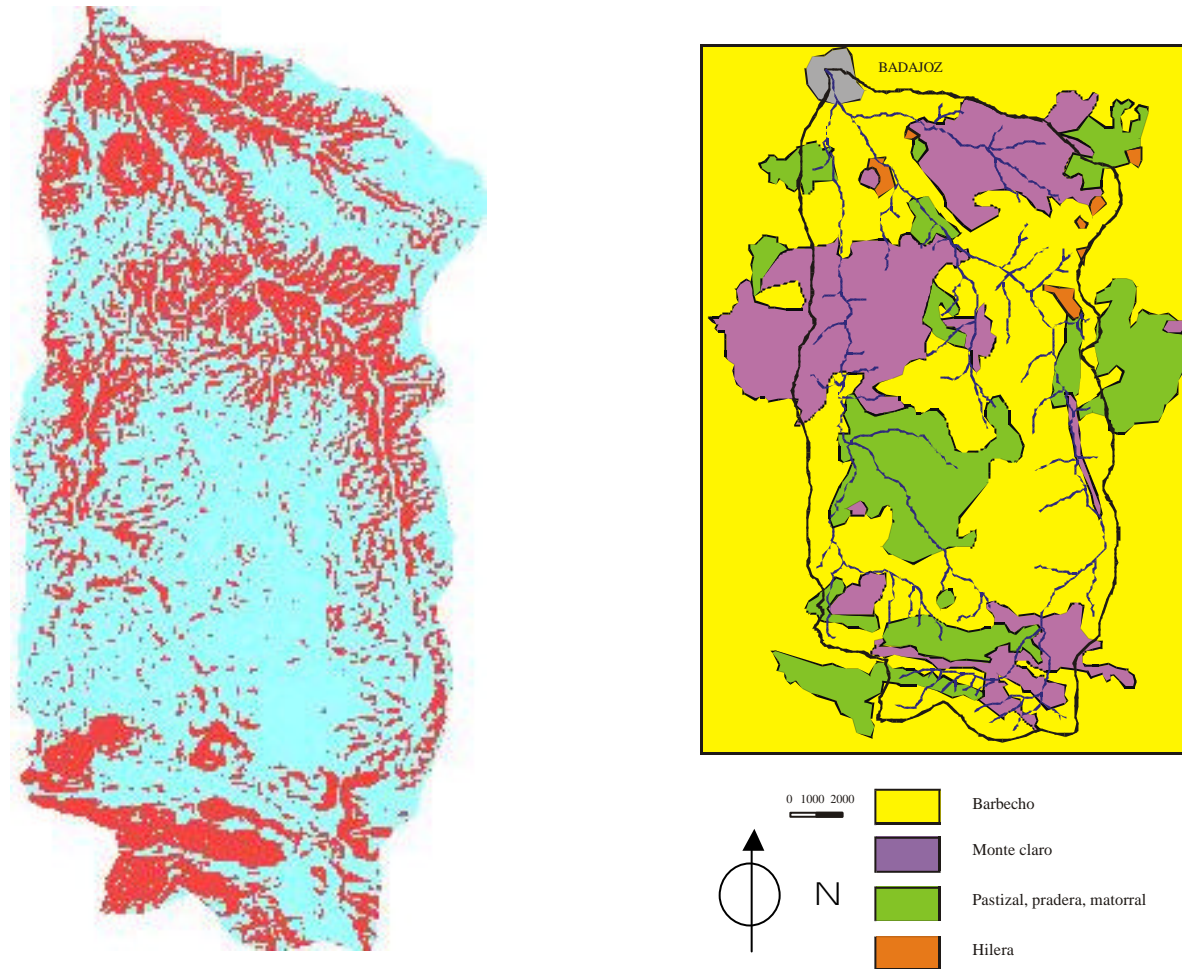


Figura 4-26. Mapa de las clases de pendientes (izquierda) y cartografía de las categorías de uso de la tierra para estimación del umbral de escorrentía (derecha)

#### **4.7.1.4 Cálculo de pendientes**

Para la realización de las categorías de pendientes se ha realizado un mapa de pendientes, agrupando las unidades en las categorías mayor o igual del 3% y menor del 3% (Figura 4-26). Este mapa se ha obtenido mediante un GIS y el MDT, y ha sido comparado con un mapa de obtención manual a partir de la cartografía 1:50.000 del IGN. El modelo de pendientes de GIS introduce un nivel de resolución mayor, fragmentando quizá en exceso los polígonos lo que dificulta el cálculo final. Aún así el resultado es parecido, reflejando el Mapa 1:50.000 un menor porcentaje superior al 3%, la categoría que incrementa los caudales finales. La sensibilidad del número de curva en función de la pendiente, según Ferrer (2003) ofrece valores entre un 2,4% para la pradera y el 8% en el caso del barbecho, para suelos de tipo D.

#### **4.7.1.5 Estimación de las características hidrológicas**

En general las características hidrológicas, referidas a las prácticas de cultivo (si es a favor o no de la máxima pendiente) observadas en la cuenca no son muy favorables para la retención del agua, todo lo contrario, favorecen los umbrales de escorrentía bajos. Las zonas en barbecho y cultivadas en hilera cuya pendiente es mayor del 3% tienen una labor de cultivo generalmente de tipo R, con el laboreo a favor de la máxima pendiente. Esta categoría incide negativamente en el valor de Po reduciendo notablemente el valor de infiltración inicial. Las zonas de pradera tienen un intenso régimen de pastoreo y por tanto una escasa cubierta vegetal. La categoría hidrológica según la Norma es media. Las masas forestales son dehesas aclaradas de tal forma que la cobertera vegetal es clara dentro de las categorías reseñadas por la Norma.

#### **4.7.1.6 Grupo de suelo**

El trabajo de Ferrer (2003) muestra que la elección de la categoría grupo de suelo es junto al uso del suelo, la variable más importante ya que genera cambios en los resultados finales del número de curva entre un 90% para el monte bajo y el 4,5 para el barbecho entre elegir la clase C ó D, las más problemáticas, puesto que son muy parecidas en su composición. Esto hace que su determinación deba ser lo más exacta posible para ajustar dichos valores. Hemos empleado para su obtención la información

edafológica de la base de datos del CSIC (proyecto IRNAS, 2000) cotejada de la información geológica y observaciones de campo. Los suelos descritos para la zona de Badajoz son: Palexeralf, Haploxeralf y Xerorthent cuya roca madre son materiales Neógenos formados por arcosas, arcillas y arcillas areniscosas, y Paleógenos compuestos por arcillas y arcosas. Según la clasificación del USDA (1975), el palexeralf es un suelo con un horizonte A arenoso que cambia netamente a un grueso horizonte B arcilloso, con mal drenaje y frecuentes encharcamientos. El Haploxeralf también tiene un horizonte arcilloso, aunque normalmente es más delgado, lo que ocasiona menores problemas de drenaje. Xerorthent es un suelo con régimen de humedad xérico con infiltración variable en función de los encostramientos. Dentro de las cuatro clases propuestas para la Norma de Instrucción, estos suelos podrían pertenecer a las categorías C ó D No obstante, las observaciones de campo respecto a su comportamiento en la infiltración nos decantan por la categoría D, a la que pertenecen los suelos con infiltración lenta o muy lenta debido a la presencia de horizontes argílicos que impiden la infiltración rápida de las aguas de lluvia.

#### 4.7.1.7 Cartografía de unidades homogéneas de Po en la subcuenca del río Rivillas

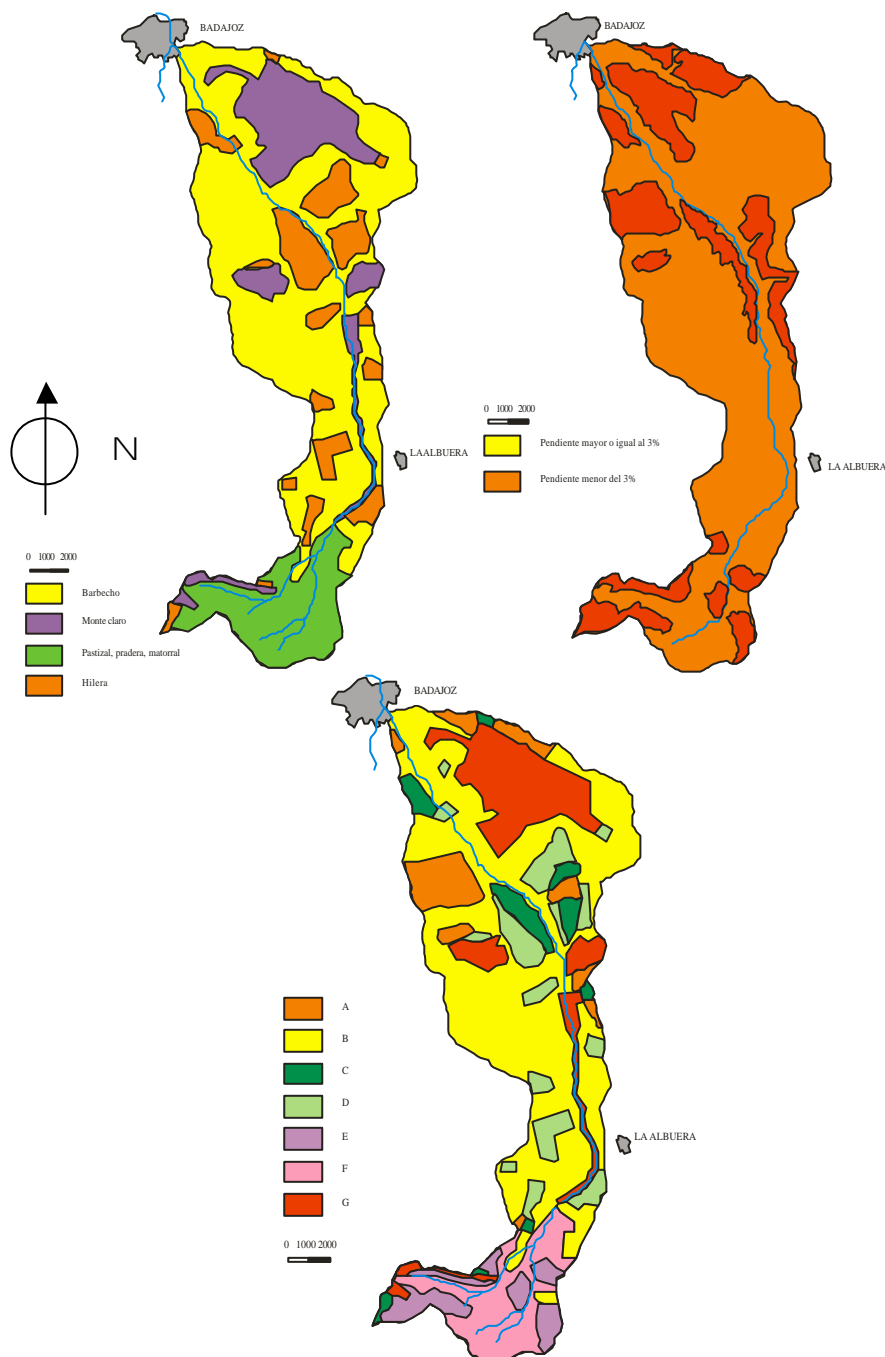
A partir de los apartados anteriores se han descrito siete categorías básicas de umbral de escorrentía Po que son las que figuran en la tabla 4-14 y se muestran en la figura 4-27.

Unidad	Uso	Pendiente	Característica hidrológica	Grupo de suelo	% área total	Po (mm)
A	Barbecho	> 3%	R	D	7,3	4
B	Barbecho	< 3%	R/N	D	47,8	8
C	Hilera	> 3%	R	D	4,6	6
D	Hilera	< 3%	R/N	D	9,3	11
E	Pradera	> 3%	Media	D	4,6	9
F	Pradera	< 3%	Media	D	10,1	10
G	Monte Claro	-	Clara-Media	D	16,3	10

**Tabla 4-14. Unidades homogéneas obtenidas para la subcuenca del río Rivillas a partir de las características hidrológicas, pendiente y grupo de suelo. Valor de umbral de escorrentía obtenido según la Norma 5.2 IC (Témez, 1991)**



El valor final de umbral de escorrentía obtenido para cada unidad homogénea es muy bajo, predominando en la subcuenca la unidad B formada por barbecho, pendientes menores de 3% y suelos con infiltración muy baja con un Po de 8 mm. No se alcanzan en ningún caso valores superiores a 10 mm de infiltración inicial.



**Figura 4-27. Cartografía de las categorías de uso del suelo para estimación del umbral de escorrentía: (a), Mapa de Usos y Cultivos, (b), Mapa de pendientes y (c), Mapa de categorías homogéneas de Po (ver explicación de cada categoría en la tabla 4-14)**

#### **4.7.1.8 Modificación del umbral de escorrentía en función de la humedad antecedente**

Las condiciones de umbral de escorrentía obtenidas anteriormente son las correspondientes a un estado medio de humedad, pero el SCS indica que los valores del umbral de escorrentía se modifican cuando existen condiciones de humedad antecedente respecto a un evento y además en función del estado de crecimiento en que se encuentran los cultivos. Este valor de humedad antecedente, al ser calculado para la estimación del periodo de retorno, no debe ser el previo a la avenida, sino un valor histórico de humedad antecedente que se calcula de forma estadística para la cuenca, para ello sería necesario contar con información histórica detallada de eventos de crecida en el río Rivillas e información detallada en los pluviómetros de la zona.

La única información de eventos de crecida recientes son los de 1941, 1947, 1963, 1964 y 1969 que pueden correlacionarse con los datos meteorológicos disponibles en las estaciones de Badajoz y Talavera la Real, pero para algunos eventos no ha sido posible establecer ninguna relación por falta de datos. En la estación de Badajoz los resultados obtenidos en el periodo 1900-1961 no permiten estudiar las crecidas, pues no existe información. La estación de Talavera, si que ha permitido establecer relaciones. La crecida de 1963 presenta durante el mes de ocurrencia del evento y el mes anterior 215,1 mm (35% de la precipitación total del año, que además fue un año húmedo). La crecida de 1964 presenta 220,8 mm acumulados en los meses del evento y el anterior, que suponen el 60 % de la del año. La crecida de 1969 presenta 173,5 mm que suponen un 24% de la lluvia del año, que además fue muy húmedo. Todas las crecidas del río Rivillas se producen durante el invierno o a finales del mismo (algunas crecidas en marzo) que en la cuenca del río Guadiana es cuando se obtiene el mayor porcentaje de la lluvia anual. Durante estos meses y debido a la entrada de frentes húmedos, el terreno se encuentra normalmente empapado ya previamente a la inundación. Además las crecidas de noviembre y diciembre corresponden al periodo de latencia de los cultivos (que requieren una precipitación antecedente superior a 28 mm para que se considere húmedo) y los meses de enero y febrero se encuentran en cambio en la estación de crecimiento (que requiere una precipitación antecedente superior a los 53 mm). El

resultado obviamente será muy diferente si nos encontramos con las mismas lluvias antecedentes en un mes de latencia y de crecimiento.

Se ha utilizado además una descripción de otra de las inundaciones históricas del Rivillas (1876) en la que aunque no existe información pluviométrica completa (solo figura el dato de 193,2 mm en el mes de ocurrencia), existe una completa descripción por D. Miguel Pimentel el 5 de diciembre de 1876 sobre la situación previa: “...llevamos quince días de incesante y copiosa lluvia...” (González, 1995) lo que indica la elevada precipitación antecedente a la inundación del día 6 de diciembre.

En el caso de la avenida de noviembre de 1997, los valores de humedad antecedente fueron de 84 mm recogidos entre los cinco días anteriores y respecto al estado de los cultivos, al tratarse del mes de noviembre, encontramos los cultivos en estación de latencia. Esto baja aún más el valor umbral de lluvias antecedentes para que se considere condición húmeda, muy fácilmente alcanzable puesto que en este caso son 28 mm en estación de latencia, superados ampliamente en los días anteriores al evento.

Con esta situación inicial, consideramos que las condiciones medias de humedad antecedente previas a una inundación en la cuenca del río Rivillas siempre han sido húmedas y según esto debemos hacer la transformación del umbral de escorrentía según la propuesta del SCS tal y como se ha indicado en la tabla 4-15.

Unidad	% área total	Po (mm) condiciones medias	Po (mm) condiciones húmedas
A	7,3	4	~ 0,6
B	47,8	8	~ 1,7
C	4,6	6	1
D	9,3	11	~ 2,6
E	4,6	9	2
F	10,1	10	~2,3
G	16,3	10	~2,3
Valor final	100	8	~ 2

**Tabla 4-15. Valor de umbral de escorrentía Po obtenido según la Norma 52.IC, a partir de condiciones normales y húmedas**

#### 4.7.1.9 Cartografía de unidades homogéneas de Po en la subcuenca del río Calamón

Empleando el mapa de pendientes, las diferentes categorías de suelos, características hidrológicas y el porcentaje de área de cada unidad, el resultado final de las categorías homogéneas para la subcuenca del arroyo Calamón se muestra en la figura 4-28. El umbral de escorrentía se ha calculado para condiciones medias (Tabla 4-16) y como ya se hiciera en la otra de las subcuencas, para condiciones de humedad antecedente elevada (Tabla 4-17). Los valores obtenidos para la subcuenca del arroyo Calamón son muy similares a la del río Rivillas, pese a tener menos superficie de viñedo y a presentar mayores porcentajes de pradera. Son sensiblemente más altos por la presencia de un porcentaje mayor de zonas de dehesa y pastizales en detrimento de los barbechos.

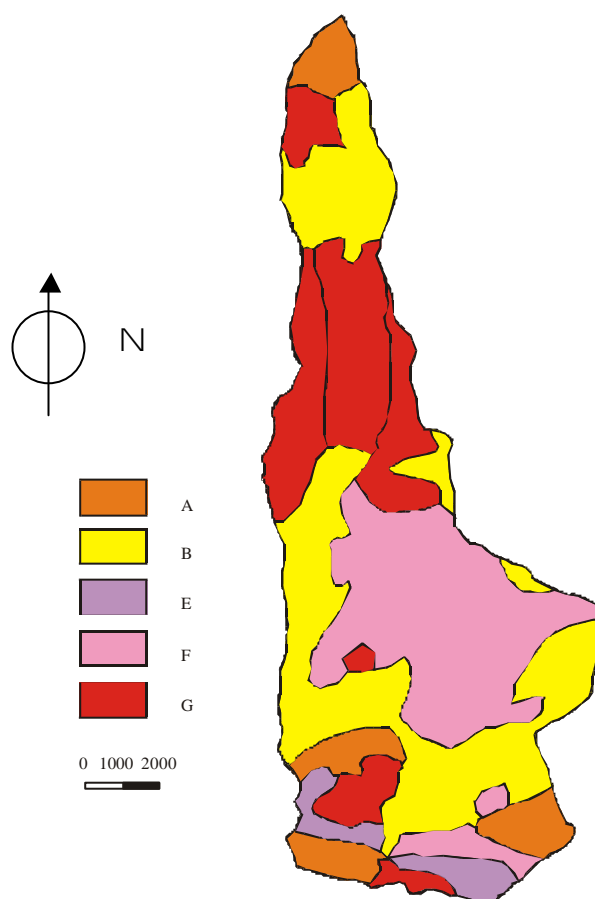
Unidad	Uso	Pendiente	Característica hidrológica	Grupo de suelo	% área total	Po (mm)
A	Barbecho	> 3%	R	D	7,1	4
B	Barbecho	< 3%	R/N	D	35	8
E	Pradera	> 3%	Media	D	3,7	9
F	Pradera	< 3%	Media	D	28,5	10
G	Monte Claro	-	Clara-Media	D	25,3	10

**Tabla 4-16. Unidades homogéneas obtenidas para la subcuenca del río Calamón a partir de las características hidrológicas, pendiente y grupo de suelo. Valor de umbral de escorrentía obtenido según la Norma 5.2 IC (Témez, 1991)**

Unidad	% área total	Po (mm) condiciones medias	Po (mm) condiciones húmedas
A	7,1	4	~ 0,6
B	35	8	~ 1,7
E	3,7	9	2
F	28,5	10	~2,3
G	25,3	10	~2,3
Valor final	100	8,7	2

**Tabla 4-17. Valor de umbral de escorrentía obtenido según la Norma 5.2-IC a partir de condiciones normales y condiciones húmedas**

Como conclusión final respecto al umbral de escorrentía, hemos adoptado un valor final ponderado para ambas subcuencas de 8-8,7 en condiciones normales y de 2 para condiciones húmedas. Considerar un umbral de escorrentía tan bajo significa otorgar a la crecida un coeficiente de escorrentía cercano a uno, y pese a la elevada intensidad del evento, en nuestra opinión puede llevar a caudales excesivos.



**Figura 4-28. Cartografía de categorías homogéneas finales de Po realizadas para la subcuenca del arroyo Calamón a partir de la superposición de los mapas de pendientes y usos (ver explicación de cada categoría en la tabla 4-16)**

#### **4.7.1.10 Cálculo del tiempo de concentración**

El tiempo de concentración ( $T_c$ ) o tiempo para que con una lluvia neta uniforme, la totalidad de la cuenca contribuya al hidrograma de escorrentía superficial. Se ha calculado según la formulación propuesta en la norma de instrucción (Témez, 1991) y también mediante otras fórmulas comúnmente empleadas en los cálculos mediante método racional. Los valores obtenidos de forma parcial para cada una de las

subcuencas y arroyos de la figura 4-29 se indican en la tabla 4-18 en comparación con los valores obtenidos mediante otras fórmulas.

$$\text{Fórmula de Témez (1990)} \quad T_c = 0,3 \left( \frac{L}{J^{1/4}} \right)^{0,76}$$

L = longitud del cauce principal (km), J = pendiente media m/m.

$$\text{Fórmula de Kirpich (1940)} \quad T_c = 3,97 \left( \frac{L^{0,77}}{S^{0,385}} \right)$$

Tc = tiempo de concentración (mín.), L = longitud del cauce principal (km), S = pendiente media m/m.

$$\text{Fórmula de Bransby-Williams en Pilgrim y Cordery (1993)} \quad T_c = 14,6 \cdot L \cdot A^{-0,1} \cdot S^{-0,2}$$

Tc = tiempo de concentración en minutos, L = longitud del cauce principal (km), S = pendiente media m/m, A = superficie de la cuenca (km<sup>2</sup>).

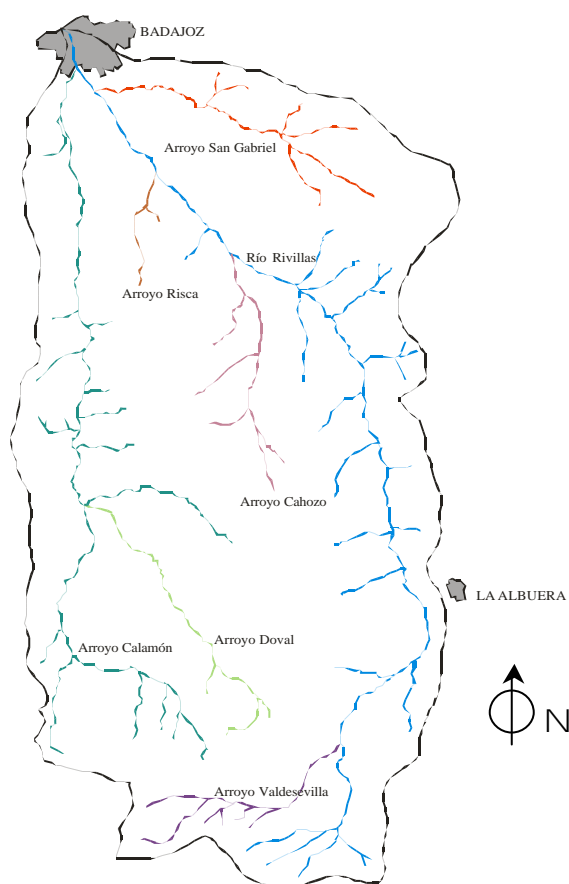
$$\text{Fórmula de Ven te Chow (1964)} \quad T_c = 0,8773 \left( \frac{L}{\sqrt{i}} \right)^{0,64}$$

Tc = tiempo concentración en horas, L = longitud río principal en km, i = pendiente en m/km.

Como conclusiones tras la comparación, obtenemos que la fórmula de Kirpich ofrece resultados más bajos que el resto de los métodos. En el caso contrario encontramos la fórmula de Chow, cuyos resultados son muy elevados debido a que su aplicación es mejor para cuenca de mayor tamaño, sobre todo si su pendiente es suave (Témez, 1978). Las dos fórmulas más parecidas en cuanto a sus resultados son la de Témez y la de Bransby y Williams, y por esta razón hemos elegido la de Témez, pues ha sido estimada de forma experimental en algunas cuencas españolas.

Río - Arroyo	Tc Témez (horas)	Tc Kirpich (horas)	Tc Bransby y Williams (horas)	Tc Ven Te Chow (horas)
Rivillas completo	11,07	6,57	12,36	32,70
Subcuenca Rivillas	10,71	6,35	12,43	31,80
Arroyo San Gabriel	4,67	2,79	4,99	16,5
Arroyo del Cabo	3,54	2,05	3,54	12,20
Arroyo Risca	2,51	1,46	2,55	9,43
Arroyo Valdesevilla	3,34	1,73	3,61	8,83
Subcuenca Calamón	7,26	4,15	7,89	21,22
Arroyo Doval	4,61	2,76	4,86	16,50

**Tabla 4-18. Comparación entre tiempos de concentración para las distintas cuencas y subcuencas del río Rivillas obtenidos mediante diversos métodos**



**Figura 4-29. Localización de los afluentes que componen las subcuencas del río Rivillas y en los que se han estimado los tiempos de concentración mediante las diferentes fórmulas**

#### 4.7.1.11 Estimación de la precipitación areal para la cuenca en los diferentes T

A partir de los datos de precipitación para cada función de distribución obtenidos en apartados anteriores se han estimado los valores de precipitación areales. Para la estimación de la precipitación areal se ha empleado el método de los polígonos de Thiessen modificado resultante de mezclar los polígonos de Thiessen clásicos con las isomáximas de precipitación (isoyetas). Las isolíneas finales se han hallado a partir de las funciones de distribución. Los resultados obtenidos para los periodos de retorno se indican en la tabla 4-19.

Método	Precipitación areal T = 25	Precipitación areal T = 100	Precipitación areal T = 500
Gumbel	57	68	80
SQRT-ET	60	76	96
GEV	57	68	81

**Tabla 4-19. Precipitación areal (en mm) mediante el método de los polígonos de Thiessen modificados**

#### 4.7.1.12 Factores de corrección

A continuación se indican los principales factores de corrección que Témez propuso en las sucesivas modificaciones de la Norma. Estos han sido calculados para la subcuenca y cuenca completa del río Rivillas. Para la obtención de la lluvia para diferentes duraciones se emplea el parámetro  $I_1/I_d$  correspondiente a las leyes de intensidad-duración de diversas estaciones españolas (Témez, 1978), se ha interpolado a un mapa de isolíneas. El valor de isolínea para la subcuenca y cuenca completa del arroyo Rivillas es 10:  $I_1 / I_d = 10$

Factor corrector del área. Factor que corrige el problema de que las precipitaciones máximas no se produzcan de forma simultánea en toda la cuenca. Según la fórmula

propuesta por Témez, 1991, el valor correspondiente es de:  $K_a = 1 - \left( \frac{\log A}{15} \right)$



Ka subcuenca del Rivillas = 0,84, Ka subcuenca del Calamón = 0,86 y Ka cuenca completa = 0,83

Coeficiente K de uniformidad. Función del Tc calculado a partir de la expresión

$$(Témez, 1991): K = 1 + \left( \frac{T_c^{1,25}}{T_c^{1,25} + 14} \right)$$

El valor calculado para K es de 1,58 para la Subcuenca del Rivillas, de K = 1,46 para el Calamón y K = 1,59 para la cuenca completa.

#### 4.7.1.13 Resultados

A continuación se expondrán los principales resultados en los periodos de retorno obtenidos mediante el método racional para las dos subcuencas, y la cuenca completa.

*Calculo de los caudales asociados a un periodo de retorno en las subcuencas de los ríos Rivillas y Calamón*

A partir de los valores anteriormente indicados el modelo racional modificado por Témez (1991), ofrece los siguientes resultados para los distintos periodos de retorno en las dos subcuencas analizadas (Tabla 4-20).

Función de distribución	Condición del suelo	Q máximo (m <sup>3</sup> /s). Periodo de retorno (años)		
		25	100	500
Gumbel	Normal	180,6 (137,7)	242 (184,1)	312,5 (237,3)
	Húmedo	318,1 (239,4)	390,7 (293,7)	469,6 (352,7)
SQRT-ET	Normal	197 (150,1)	288,7 (219,3)	410,6 (311,1)
	Húmedo	337,9 (254,2)	443,3 (333,1)	574,2 (431,0)
GEV	Normal	180,6 (137,7)	242 (184,1)	318,5 (241,8)
	Húmedo	318,1 (239,4)	390,7 (293,7)	476,1 (357,6)

**Tabla 4-20. Caudales obtenidos mediante el método racional para los diferentes periodos de retorno y funciones de distribución. Subcuencas del Rivillas y Calamón (entre paréntesis)**

*Calculo de los caudales asociados a un periodo de retorno en la cuenca completa*

Los resultados de rodar el modelo para la cuenca completa del río Rivillas se ofrecen en la tabla 4-21. Los valores de las precipitaciones empleados son los mismos que para la Subcuenca del río Rivillas. Comparativamente, los resultados que se obtienen en las dos subcuencas son diferentes, mayores en la del Rivillas que en el Calamón. Dentro de las distintas funciones las diferencias son igualmente notables, pasándose por ejemplo en la subcuenca del Rivillas de un caudal de 312 m<sup>3</sup>/s si consideramos la función Gumbel y condiciones normales a 574 m<sup>3</sup>/s si consideramos la función SQRT con condiciones húmedas. Ambos para el periodo de retorno de 500 años. Al no existir en la zona estación de aforo que permita comparar los resultados con un análisis de los datos de caudales, emplearemos todo el abanico de valores obtenidos para compararlos con los resultados obtenidos para la crecida por los diferentes métodos y asignar un periodo de retorno al evento de 1997.

Función de distribución	Condición del suelo	Q máximo (m <sup>3</sup> /s). Periodo de retorno (años)		
		25	100	500
Gumbel	Normal	278,9	374,1	483,6
	Húmedo	494,3	607,3	730,2
SQRT-ET	Normal	304,3	446,5	635,9
	Húmedo	525,2	689,3	893,3
GEV	Normal	278,9	374,1	492,9
	Húmedo	494,3	607,3	740,4

**Tabla 4-21. Caudales obtenidos mediante el método racional para los diferentes periodos de retorno y funciones de distribución. Cuenca completa**

Existe un trabajo realizado por el CEH (1998) posteriormente a la crecida, que intentó determinar el periodo de retorno del evento. En la tabla 4-22 se comparan los resultados obtenidos en la presente tesis, que difieren notablemente de los propuestos por dicho trabajo, debido fundamentalmente a las diferencias en la estimación del umbral de escorrentía. El valor de Po fue establecido en 17 mm mientras que en la presente tesis

hemos obtenido que bajo condiciones normales debe ser de 8 mm, mientras que si consideramos las condiciones húmedas, baja bastante hasta situarse en 2 mm.

Función de distribución	Fuente	Condición del suelo	Q máximo (m <sup>3</sup> /s). Periodo de retorno (años)		
			25	100	500
SQRT-ET	CEH (1998)	Normal	222	380	620
SQRT-ET	Presente Tesis	Normal	304	446	635
		Húmedo	525	689	893

**Tabla 4-22. Caudal obtenido mediante el método racional para la cuenca del río Rivillas empleando la función de distribución SQRT-ET máx.**

La sobrevaloración en la estimación del  $P_o$  por el CEH se debe a una inadecuada estimación de la cubierta del terreno. No se consideran los cambios de usos actuales ni tampoco las condiciones de humedad antecedente, que en realidad fueron considerables en la inundación del Rivillas. Otras diferencias con dicho trabajo se encuentran en la elección de la categoría de suelo (tipo C), mientras que nosotros hemos estimado en el presente trabajo un suelo de tipo D. Estas modificaciones son sustanciales, puesto que por ejemplo el umbral propuesto para  $T = 500$  años difiere entre 15 m<sup>3</sup>/s para condiciones normales y en 270 m<sup>3</sup>/s para condiciones húmedas.

Este factor  $P_o$  parece ser fundamental en los resultados para la estimación mediante el método racional, puesto que las diferencias en los caudales finales son de hasta un 69% más.

#### **4.7.2 Cálculo de caudales máximos para el evento de 1997**

A continuación se obtendrán los caudales máximos del evento de 1997 a partir de tres métodos: racional, hidrograma unitario empleando HEC-1 e hidráulico con indicadores de niveles de agua en campo empleando el programa HEC-RAS.

##### **4.7.2.1 Estimación mediante el Método Racional**

La estimación mediante el método racional de los caudales de la crecida de 1997 se hará en base a las características medias de la cuenca obtenidas en el apartado de periodos de retorno, modificando sólo la precipitación, que se empleará la real del evento, y el

umbral de escorrentía, que pertenece a la clase húmeda como se argumentará con posterioridad.

#### *Precipitación durante el evento del 6 de noviembre de 1997*

Los cálculos se han estimado empleando el valor de precipitación media para la cuenca en la estación de La Albuera, que según los datos aportados por el INM resulta ser homogéneo. Este valor es de 119 mm.

#### *Condiciones de humedad antecedente*

Las condiciones previas a la inundación del 5 de noviembre han sido descritas en apartados anteriores y pertenecen a la categoría “condiciones húmedas”. Los valores del umbral de escorrentía disminuyen bastante con las condiciones de humedad antecedente existentes durante el evento de noviembre de 1997. Los valores resultantes son muy bajos, no llegando en ninguna de las categorías presentes a 3 mm y predominando en la subcuenca en un 47,8% valores de Po de 1,7 mm.

#### *Resultados de caudales obtenidos para la cuenca completa*

Empleamos la precipitación diaria de la Albuera como un valor medio homogéneo para toda la cuenca, y consideramos dos escenarios de condiciones, suelo normal y húmedo pese a que ha quedado demostrado que las condiciones eran húmedas, pero se han simulado a nivel comparativo. Los resultados obtenidos mediante el método de caudales máximos son los que figuran en la tabla 4-23.

Precipitación (mm)	Condición del suelo	Subcuenca Calamón (m <sup>3</sup> /s)	Subcuenca Rivillas (m <sup>3</sup> /s)	Cuenca completa (m <sup>3</sup> /s)
119	Normal	384	555	862
	Húmedo	544	719	1126

**Tabla 4-23. Caudales obtenidos mediante el método racional empleando las precipitaciones del evento en la estación de La Albuera**

Los valores obtenidos son muy altos, puesto que en otros trabajos sobre la inundación se indican caudales de 700 m<sup>3</sup>/s, muy alejados de los obtenidos por el método racional. Por

esta razón el método debería contrastarse con los resultados de otros como el hidrograma unitario o el hidráulico con datos de campo con el objetivo de calibrarlo.

#### **4.7.2.2 Estimación mediante el Método del hidrograma unitario**

El método de evaluación de caudales de avenida HEC-1 desarrollado por el Hydrologic Engineering Center (USACE, 1968) analiza cuatro procesos básicos: precipitación, intercepción e infiltración, escorrentía y propagación y laminación de ondas de avenida y se basa en la construcción del hidrograma unitario de Sherman, válido para cuencas de tamaño pequeño no superiores a los 2500 km<sup>2</sup> e inferiores a 5 km<sup>2</sup>, como es el caso de la cuenca del río Rivillas con 314 km<sup>2</sup>. Para nuestra modelización se ha empleado la última versión disponible v4.1 (USACE, 1998).

##### *Precipitaciones empleadas*

El cálculo del hidrograma unitario se ha obtenido a partir del hietograma registrado en la estación de Talavera La Real por ser la única que cuenta con registro continuo a partir de un pluviógrafo. Aunque dicha estación queda ligeramente alejada de la cuenca del río Rivillas. Según los datos del INM toda la cuenca siguió un comportamiento más o menos homogéneo en cuanto a la cantidad e intensidad de la precipitación recibida. La diferencia en las precipitaciones entre las estaciones de La Albuera que cuenta con un pluviómetro totalizador (Pmáx. Diaria = 119 mm) y Talavera, con un pluviógrafo (Pmáx. Diaria = 109,7 mm), es de 9,3 mm. Para intentar representar esta variación se ha estimado el porcentaje que representa cada intervalo de una hora respecto al total de la estación de Talavera (109,7 mm) y se ha corregido el valor diario de La Albuera (119 mm). Otro de los problemas generados por la ausencia de pluviógrafos en la cuenca alta es el desfase entre las lluvias en el tiempo. Las diferencias de ocurrencia de las lluvias entre la estación de Talavera la Real y la parte alta de la cuenca han sido establecidas en 2 horas con las poblaciones cercanas a la cabecera. Se ha manejado por tanto un hietograma teórico de tormenta adelantado en dos horas respecto al hietograma de Talavera la Real y recalculado en base a la diferencia de precipitación entre ambas. El hietograma resultante (Figura 4-30) que ha sido aplicado en la modelización es el que se detalla en los Anexos (Tabla 9-3).

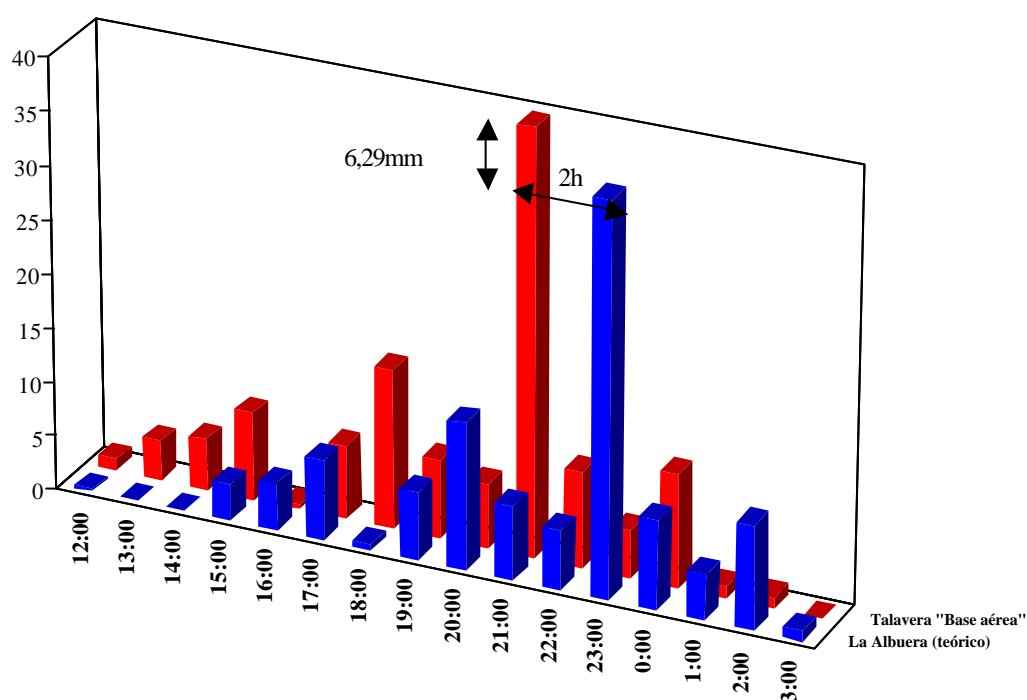


Figura 4-30. Resultado final del hietograma teórico reconstruido para la estación de La Albuera

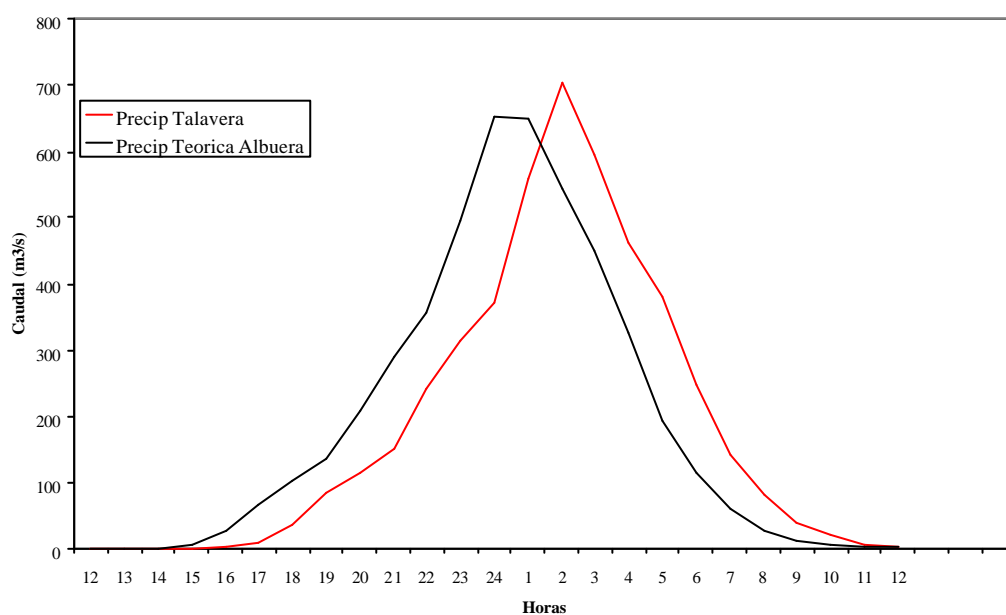


Figura 4-31. Hidrogramas en el río Rivillas resultado de modificar los histogramas

Con el objetivo de ver la sensibilidad a los cambios en el resultado final, se ha rodado el programa con los datos reales de Talavera y con los valores recalculados de forma teórica para la Albuera. El resultado final (Figura 4-31) muestra que los hidrogramas

para el tramo final del río Rivillas se encuentran desplazados en sus picos entre 1-2 horas y existe alguna variación en el valor máximo de la punta. Además del desplazamiento, el emplear un hietograma u otro también origina modificaciones en la punta, que pasa de ser afilada a tener una meseta superior. Esta característica tiene importantes consideraciones a nivel de daños en viviendas e infraestructuras, puesto que como se verá más adelante, se mantiene durante más tiempo la potencia energética y por tanto el poder destructivo. El caudal de la punta desciende asimismo, y baja para la modelización con los datos recalculados en la Albuera.

#### *Estructura del modelo. Tramos simulados*

Se han modelizado mediante HEC-1 toda la cuenca del río Rivillas, prestando especial atención a la subcuenca del río Rivillas, donde se han realizado la mayor parte de los análisis hidrometeorológicos, morfosedimentarios, geomorfológicos e hidráulicos. Es en esta subcuenca donde se ha dividido el río en más subtramos, incluyendo por separado los arroyos Valdesevilla, Rivillas en la cuenca alta, Romera, Cansini, Cabozo y San Gabriel (Figura 4-32). En cada uno de ellos se ha combinado los hidrogramas resultantes y se ha propagado la crecida hasta el tramo siguiente. En la subcuenca del arroyo Calamón no se ha procedido a modelizar con tanto detalle puesto que no existen en ella tramos de estudio, y además el hidrograma resultante no sufre modificaciones importantes, ya que no hay nada más que un afluente de importancia (A° de Doval), siendo la cuenca alargada. El organigrama de la simulación muestra la situación de los nodos de combinación de hidrogramas, tramos de propagación y resultado final, una vez desemboca el río en el Guadiana, y también para la zona de la confluencia (Cerro de Reyes), puesto que ésta es el punto con mayor interés en los estudios de riesgo.

#### *Estimación del número de curva*

La estimación de la lluvia neta se hace a partir de las tablas del SCS (1972) según el número de curva (CN). Las tablas equivalentes para el caso español son las que se han empleado para el cálculo del Po en el método racional, en las que puede emplearse una

fórmula de reconversión del Po en CN e la siguiente forma:  $P_o = \left( \frac{5000}{CN} \right) - 50$

En las tablas 4-24 y 4-25 se exponen los resultados de la aplicación de la fórmula y los valores finalmente adoptados de CN, que se han calculado independientemente para las dos subcuencas.

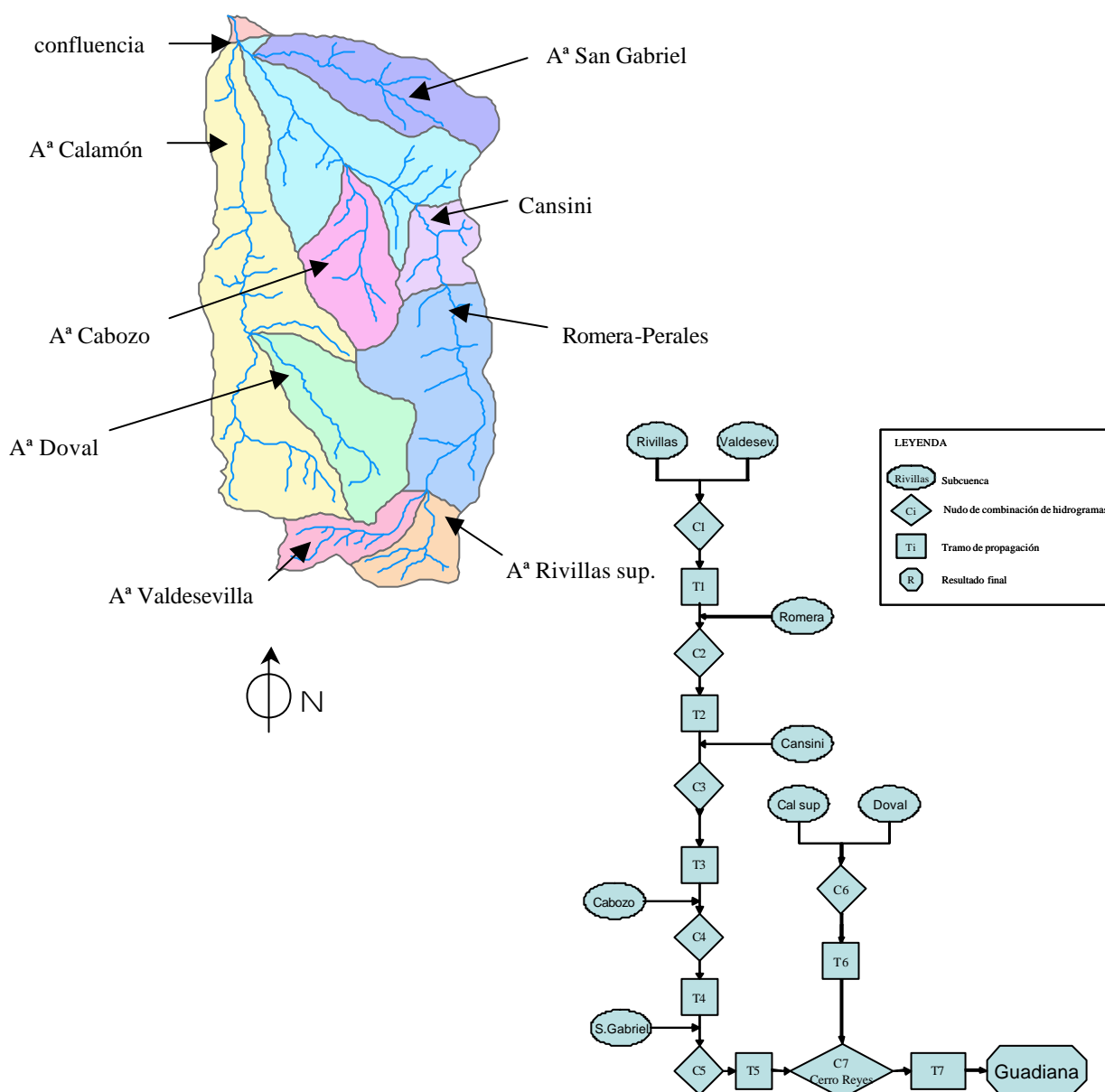


Figura 4-32. División en subcuencas para la modelización mediante HEC-1 y organigrama de la estructuración de la cuenca del río Rivillas para la modelización mediante HEC-1



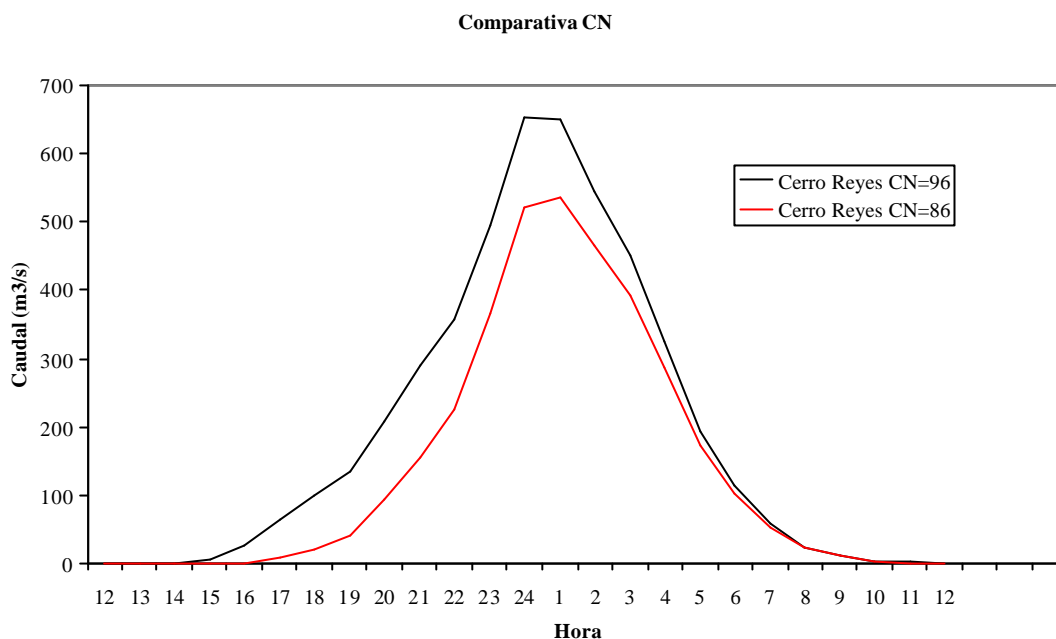
Unidad	% área total	Po (mm) condiciones medias	CN condiciones medias	Po (mm) condiciones húmedas	CN condiciones húmedas
A	7,3	4	92	~ 0,6	98
B	47,8	8	86	~ 1,7	96,7
C	4,6	6	89	1	98
D	9,3	11	81	~ 2,6	95
E	4,6	9	84	2	96,1
F	10,1	10	83	~2,3	95,6
G	16,3	10	83	~2,3	95,6
Total	100	8	86	2	~96

**Tabla 4-24. Valor del número de curva (CN) en la subcuenca del Rivillas según condiciones normales y húmedas**

Unidad	% área total	Po (mm) condiciones medias	CN condiciones medias	Po (mm) condiciones húmedas	CN condiciones húmedas
A	7,1	4	92	~ 0,6	98
B	35	8	86	~ 1,7	96,7
E	3,7	9	84	2	96,1
F	28,5	10	83	~2,3	95,6
G	25,3	10	83	~2,3	95,6
Total	100	8,7	~86	2	96

**Tabla 4-25. Valor del número de curva (CN) en la subcuenca del Calamón según condiciones normales y húmedas**

El valor del número de curva que hemos adoptado es de 96 ya que la precipitación antecedente puede considerarse superior a los valores umbral a partir de los cuales las condiciones son húmedas. La magnitud del cambio en los caudales máximos entre condiciones normales a húmedas en la modelización se muestra en la figura 4-33. El valor del caudal máximo de la crecida aumenta en 116 m<sup>3</sup>/s, lo que supone un incremento cercano al 17% por cambio en las condiciones de humedad antecedente, además el hidrograma se adelanta en el tiempo una hora por el efecto del retraso en la generación de escorrentía de superficie.



**Figura 4-33. Efecto de la variación del número de curva (CN) respecto a la condición de lluvia antecedente en el hidrograma de la crecida de 1997 para el río Rivillas en la zona de confluencia de Cerro de Reyes. Los valores de CN empleados son de 86 en condiciones normales y 96 en condiciones húmedas**

El efecto en los caudales de la variación en el umbral de escorrentía es muy notable, y por tanto su calibración se hace imprescindible. Se trata de un importante parámetro tal y como señalan Díez y Pedraza (1997a y 1997b) y especialmente el trabajo de Ferrer (2003). Los valores resultantes de la simulación bajo condiciones húmedas se aproximan mejor a las observaciones efectuadas por testigos oculares en el Cerro de Reyes, en cuanto a la llegada de la punta y al mantenimiento de los caudales elevados durante prácticamente una hora. Asimismo, el valor estimado por nosotros, cercano a los 700 m<sup>3</sup>/s se sitúa cercano a las estimaciones en otros informes mediante diversos métodos (aspecto que será discutido en apartados posteriores).

#### *Hidrograma unitario*

El hidrograma unitario empleado es la versión triangular del hidrograma sintético del SCS (1972). En el hidrograma resultante se expresa el caudal (Q) y el tiempo (T) respecto a la punta (Q<sub>p</sub> y T<sub>p</sub>) mediante el cociente Q/Q<sub>p</sub> y T/T<sub>p</sub>. Esto produce una reducción de la influencia de la forma y tamaño de la cuenca y para su cálculo se

emplea el tiempo de desfase de punta ( $T_{dp}$ ) que puede obtenerse a partir del tiempo de concentración mediante la ecuación:

$$T_{dp} = \frac{\frac{1}{31,4} \cdot L^{0,8} \left( \frac{1000}{CN-9} \right)^{0,9}}{J^{1/4}}$$

Esta expresión, según Ferrer (1992), es muy útil cuando existe una fase de laderas importante en la avenida, ya que considera un flujo de tipo “*land flow*” en el terreno mientras que si predomina el flujo en el cauce “conduce a resultados inseguros y no se recomienda para su empleo”. Por esta razón se ha buscado alguna expresión que no se vea tan afectada por este tipo de circulación en el cauce.

Otra fórmula para obtener el  $T_{dp}$  es la de Témez (1978):  $T_{dp} = 0,35.T_c$

Se han comparado los resultados mediante la fórmula de Témez y la del SCS, ofreciendo la primera unos tiempos menores (p.e. los tiempos calculados para la subcuenca del río Rivillas fueron de 4,37 h según Témez frente a 4,81 h según la metodología del SCS). Los caudales de la punta serán mayores al seguir un tiempo menor.

La fórmula utilizada finalmente para los cálculos es la de Témez, puesto que aunque el flujo en su primera fase discurrió en fase de laderas sobre todo en la cuenca alta, en muy poco tiempo quedó recogido en la llanura de inundación, circulando la avenida de forma canalizada sobre ésta.

#### *Propagación de la crecida*

El método empleado para propagar el hidrograma por la llanura de inundación entre dos tramos ha sido el de Muskingum (USACE, 1960) que es el que debe utilizarse cuando no existe otro hidrograma disponible en la cuenca para realizar su calibración (USACE, 1993). En éste método se procede a la propagación dentro de un tramo por varios subtramos (NSTEPS del programa HEC-1), cuya distancia se obtiene en función de la estabilidad de los cálculos. Hace falta calcular además los parámetros K y X. El parámetro X está relacionado con la capacidad de desbordamiento del canal y oscila

entre 0 y 0,5, siendo el primer caso el máximo valor de atenuación, mientras que el segundo indica una simple traslación de la onda sin ninguna variación en la punta. En el caso de la inundación del río Rivillas, como la mayor parte de las zonas inundadas lo hicieron sobre la llanura se ha empleado el valor de  $X = 0,1$  que se justifica puesto que el canal, con capacidad para albergar unos 35 m<sup>3</sup>/s (unos 250 m<sup>3</sup>/s en la ciudad), perdió su función muy pronto pasando la llanura de inundación a actuar como canal. En la zona baja, una vez en la ciudad, se le ha dado el valor de  $X = 0,25$  puesto que los edificios y la canalización que constriñen el flujo llevan a un comportamiento más cercano a la traslación.

El parámetro K se relaciona con la longitud de los subtramos considerados (en este caso entre 2000 y 500 m) y con la celeridad de onda, calculada a partir de la expresión:

$$C = \frac{L}{T_{v_c}}$$

C = celeridad de onda, L = longitud total del tramo y Tv = tiempo de viaje, que se calcula según la expresión:  $T_v = 0,64.T_c$

#### *Estabilidad de los cálculos*

La estabilidad del cálculo se indica a partir de los siguientes intervalos:

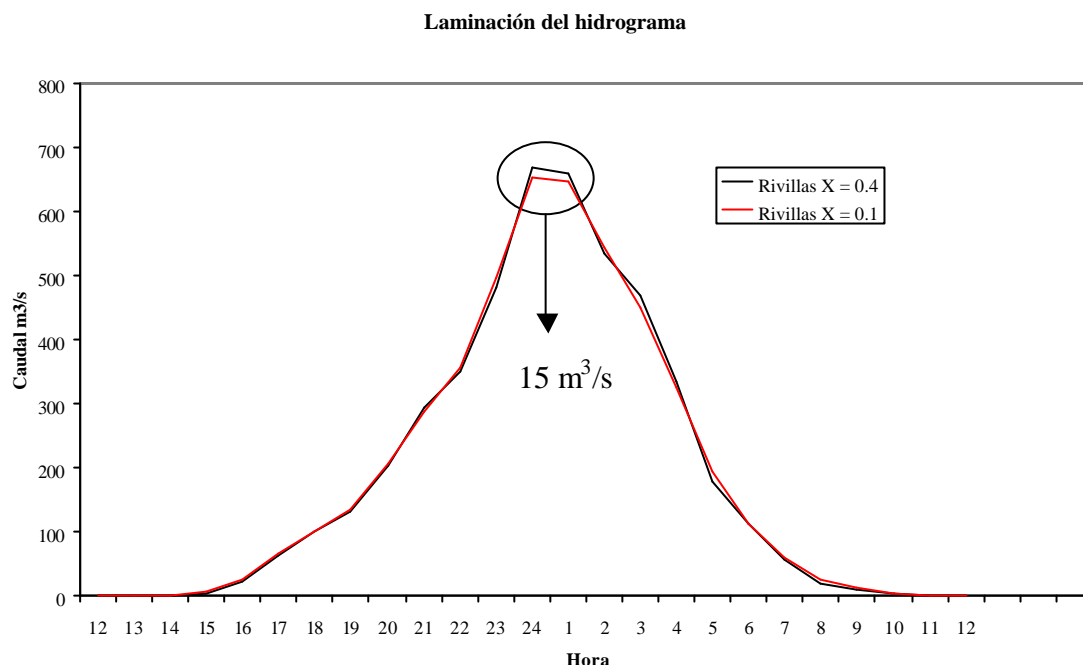
$$\frac{1}{2(1-X)} \leq \frac{T_v}{N^{\circ} \text{ subt} * \Delta t} \leq \frac{1}{2X}$$

X = parámetro X, Tv = tiempo de viaje, N° subt = número de subtramos y Δt = intervalo temporal de cálculo.

Según Ferrer (1993), la incidencia de los parámetros en el cálculo de la crecida es muy pequeña y se resuelve con un análisis de sensibilidad como el que aquí hemos realizado y en el que el modelo presenta resultados siempre dentro del campo de la estabilidad de los cálculos lo que ofrece seguridad en el resultado final.

Se ha comprobado como afecta al modelo modificar X en un rango de valores que oscila entre 0,1 y 0,4 (Figura 4-34). Respecto a la punta de crecida, no existe apenas diferencia temporal en el hidrograma final. Solo hay una traslación del hidrograma. El

efecto se da sobre todo en el valor de la punta, ya que este parámetro la modifica en  $15 \text{ m}^3/\text{s}$ , aproximadamente un -2,24% del total de la punta. Como conclusión estimamos que el parámetro X ofrece cambios en el hidrograma prácticamente inapreciables.

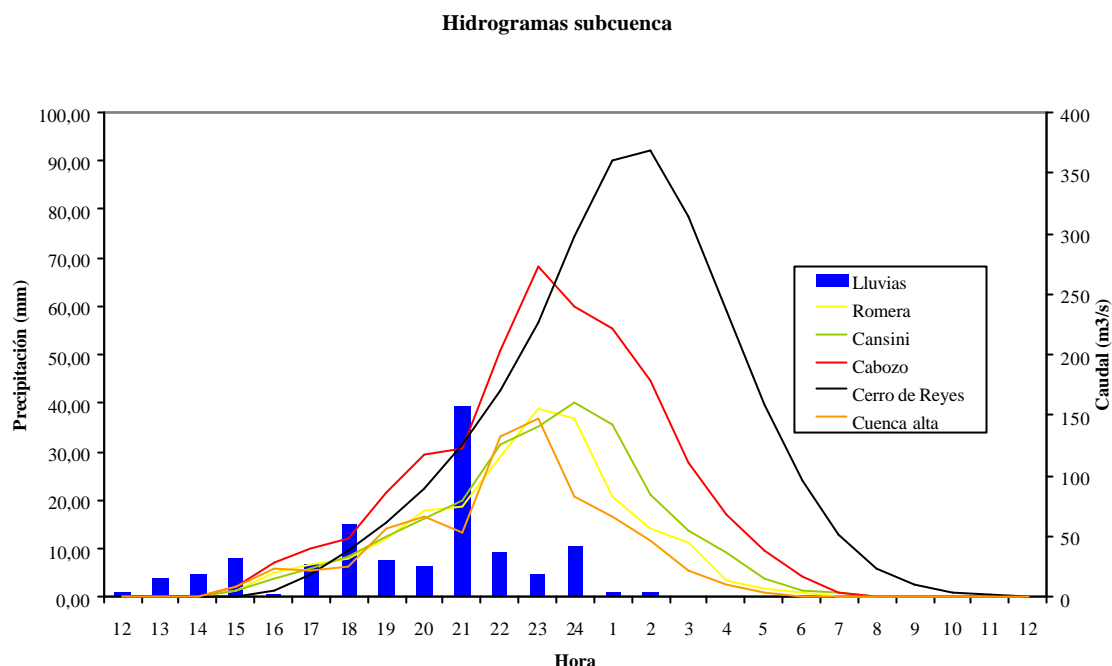


**Figura 4-34. Efecto de la variación del parámetro X en el hidrograma final del río Rivillas en el Cerro de Reyes. La punta no se halla desplazada en el tiempo, pero sí hay una disminución de su valor en  $15 \text{ m}^3/\text{s}$**

#### Resultados obtenidos

A partir de los datos previamente indicados se ha procedido a modelizar mediante el programa HEC-1 en la cuenca del río Rivillas. Se han obtenido los hidrogramas de la crecida (Figuras 4-35 a 4-37), que muestran como en el tramo alto (Cuenca alta) y medio (Cansini y Romera) el caudal no era muy alto. El hidrograma es más plano y existe traslación de la punta. El caudal fue incrementándose conforme llegan al río Rivillas los arroyos Cabozo y un poco antes del Cerro de Reyes, el arroyo San Gabriel, que duplican el valor de la punta en la confluencia con el arroyo Calamón. Existe un cierto desfase en la llegada de los caudales máximos entre los dos arroyos principales de la cuenca y la crecida del Rivillas, puesto que la punta llega al mismo tiempo en el tramo medio de Romera y en el tramo bajo de Cabozo. El desfase final de la punta en la

confluencia respecto a los hidrogramas de la cuenca alta es de 2 h, y de 1 h en el tramo medio del río Rivillas y de 2-3 h en los afluentes Cabozo y San Gabriel.



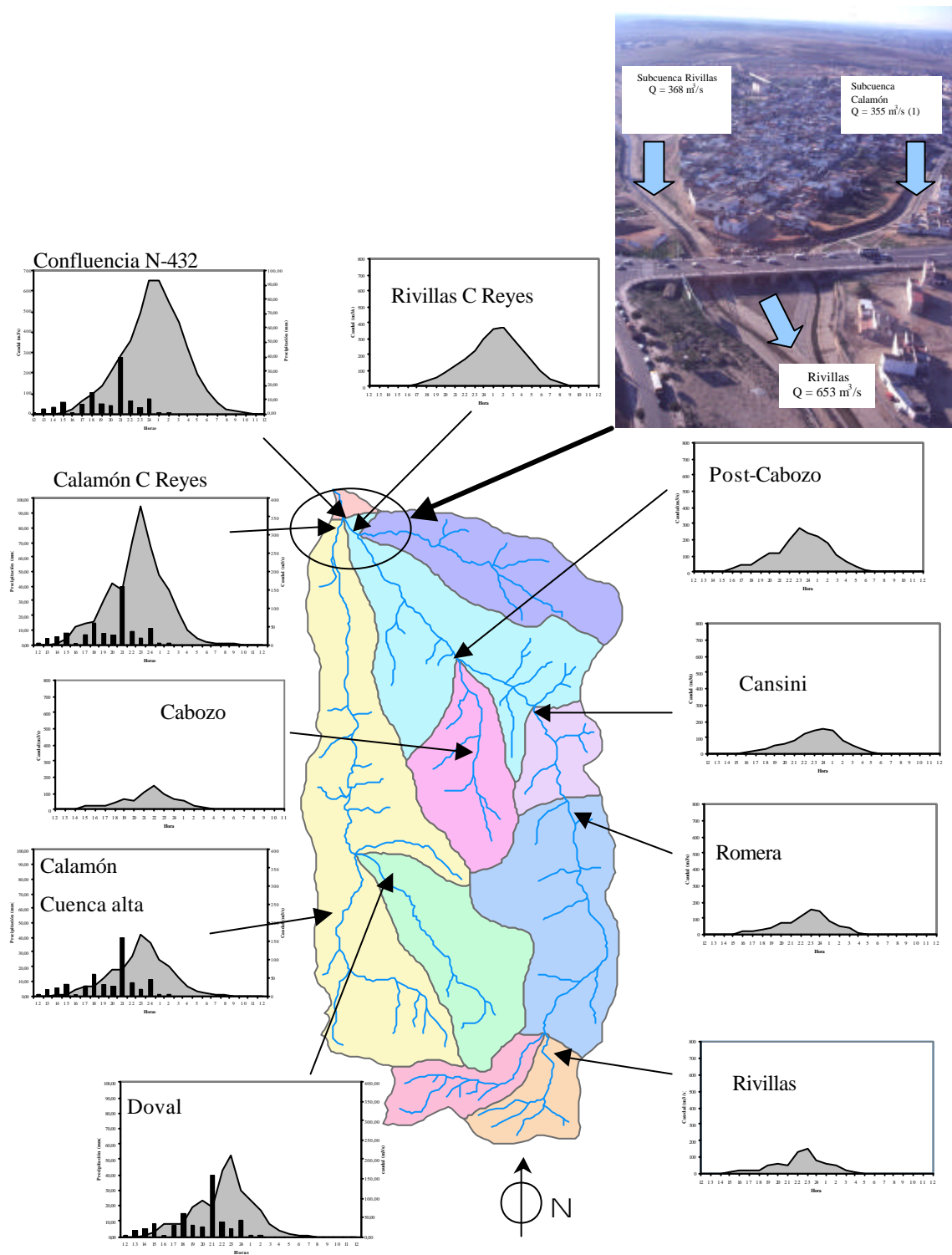
**Figura 4-35. Hidrogramas obtenidos mediante HEC-1 en los distintos tramos del río Rivillas a la altura de los principales afluentes**

Las implicaciones del desfase de puntas entre arroyos (la llegada de la punta del A° San Gabriel es a la 1,00 h del día 6 y en el A° Cabozo a las 23,00 h del día 5) y en el río Rivillas (entre 1 y 2 horas más tarde que los afluentes) es que la crecida se mantiene durante mayor tiempo con una punta elevada, lo cual según Costa y O'Connor (1995) hace que el efecto geomórfico sea mayor, aunque disminuye el pico máximo del hidrograma. De hecho el hidrograma final para la confluencia del río Rivillas con el Calamón en el barrio de Cerro de Reyes muestra una meseta en la zona alta del hidrograma. Pese a la atenuación, la forma del hidrograma nos indica que se trata de una *flash flood*, puesto que existe un crecimiento y descenso brusco de los caudales, con un pico agudo. La comparación de los caudales punta, tiempos de llegada e información cronológica de la inundación según testigos presenciales de la misma se muestra en la tabla 4-26. Los caudales obtenidos para la subcuenca del río Rivillas y del A° Calamón difieren muy poco (368 y 355 m³/s) y el desfase entre ambos es de una hora, esto se debe a que no existen en la subcuenca del Calamón arroyos puedan laminar los caudales mediante tiempos de concentración muy distintos, tan solo el A° de Doval tiene cierta

entidad. Esta diferencia de tiempos fue descrita por los testigos oculares, que indican la llegada del río Calamón antes que la del Rivillas. En cualquier caso, la llegada a la zona de la confluencia de los ríos Rivillas y Calamón, de caudales muy elevados y similares, y en tiempos no demasiado alejados, hace que los efectos de la inundación en este punto se magnifiquen, al igual que en las zonas situadas aguas abajo de este punto (Parque de la Legión, Trinidad, Barrio de San Roque, Picuriña, Estadio Municipal). Esto se observa inclusive aguas arriba de estas zonas, puesto que en la confluencia de ambos ríos el puente de la N-V se hallaba limitado en su capacidad de desagüe (como ya se ha comentado por la construcción de viviendas bajas sobre los ojos del puente), lo que generó según testigos presenciales olas que subían aguas arriba en forma de *backflow*. La confluencia con los caudales estimados para cada afluente se muestra en la figura 4-36.

Tramo	Caudal punta modelo (m <sup>3</sup> /s)	Tiempos modelo	Cronología de inundación en la ciudad (testigos presenciales)
Cuenca alta	148	22,00-23,00	-
Romera	156	22,00-23,00	-
Cansini	160	23,00-24,00	-
Previo a A° Cabozo	151	24,00-1,00	-
A° Cabozo	150	22,00-23,00	-
Posterior a A° Cabozo	273	22,00-23,00	Aumento espectacular en los arroyos (llegada de los caudales de A° Cabozo)
Previo a A° S. Gabriel	267	23,00-24,00	-
A° S. Gabriel	149	24,00-1,00	-
Posterior a A° S. Gabriel	388	24,00-1,00	-
Rivillas en Cerro de Reyes	368	1,00-2,00	-
A° Calamón en C de Reyes	355	24,00	00,30-1,00 niveles altos cercanos a desbordar fuera del encauzamiento
Rivillas completo C. Reyes	653	24,00-1,00	1,30-1,40 Desbordamiento fuerte de ambos

**Tabla 4-26. Caudal máximo a lo largo de los principales puntos modelizados de la cuenca del río Rivillas**



**Figura 4-36. Hidrogramas en los distintos tramos de la cuenca del río Rivillas y confluencia entre el Rivillas y el Calamón en el barrio de Cerro de Reyes. La fotografía es posterior a los trabajos de demolición y la retirada de las viviendas siniestradas bajo el puente**



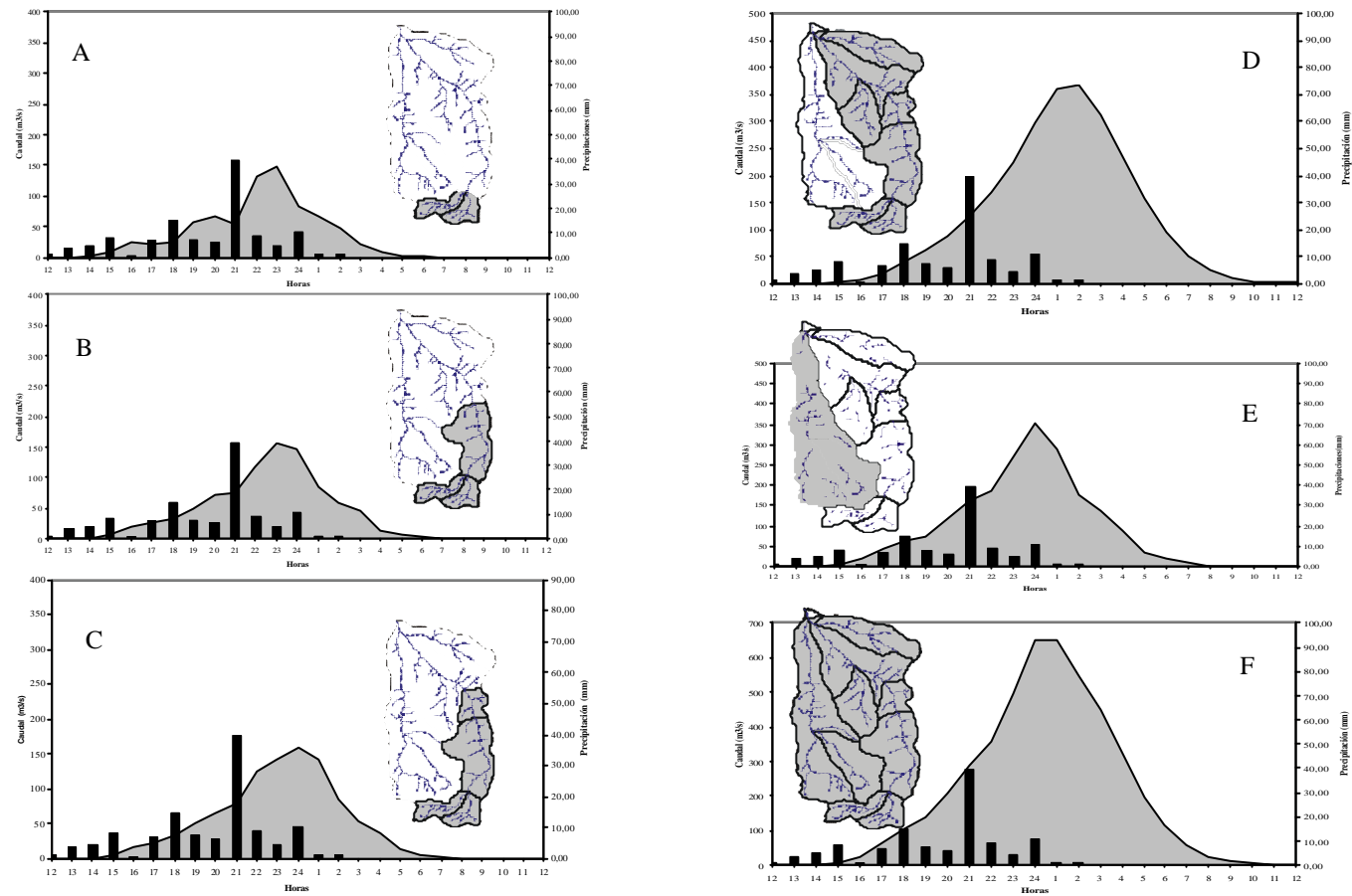


Figura 4-37. Hidrogramas en la subcuenca del río Rivillas (A) Cuenca alta, (B) a la altura del tramo de Romera, (C) en el tramo de Cansini, (D) hidrograma de la subcuenca completa del río Rivillas (E) subcuenca completa del arroyo Calamón y, (F) hidrograma resultante en la confluencia en Cerro de Reyes

#### ***4.7.2.3 Estimación del caudal máximo mediante el método hidráulico con indicadores de nivel de agua de campo***

Los métodos hidrometeorológicos permiten establecer el caudal máximo a partir de valores como lluvias, cubierta vegetal y suelos y algunas características físicas como pendientes, etc. Este método, empleado con frecuencia para estimar eventos antiguos, permite contrastar los valores obtenidos mediante la modelización hidráulica, en este caso mediante el programa HEC-RAS con los valores de niveles de agua aportados por detritus o elementos flotantes (*flotsam*) que son tomados en el campo y que se consideran niveles reales de la avenida de 1997.

##### *Zonas de aplicación y condicionantes del método*

Se han estimado los caudales máximos de la crecida en tres zonas de la cuenca del río Rivillas (Figura 4-29), que se han elegido todas ellas por sus importantes implicaciones de tipo morfosedimentario. Para modelizar y contrastar los caudales se han levantado topográficamente tres tramos (Romera, Cansini y Galache) en los que la visibilidad de las dos orillas era buena y permitía un buen levantamiento de detalle. La elección de los tramos se realizó por el interés morfológico y sedimentario de los depósitos de avenida. Las secciones abarcan toda la llanura de inundación en ambas márgenes y con un espaciado entre perfiles variable pero no superior a 25 m de distancia, excepto en aquellos puntos en los que no hay variación significativa ni en el canal ni en la configuración topográfica de la llanura. Cuando existen limitaciones por falta de secciones, éstas se han interpolado.

##### *Caudales de partida y pendiente de los tramos*

Como caudales iniciales en los que basar el modelo, hemos empleado los procedentes del método del hidrograma unitario, pues eran los únicos con información para las tres zonas. Los valores de caudales máximos se indican en la tabla 4-27.

Todas las modelizaciones se han efectuado siguiendo las características de campo de las secciones y de los tramos bajo un régimen de tipo subcrítico. Las pendientes son bajas y no existen contracciones ni expansiones importantes, así como posibilidad de cambios de régimen. Los resultados obtenidos de la modelización ofrecen valores del número de

Froude muy bajos, siempre inferiores a 1 y sin cambios de régimen, lo que confirma la elección de régimen subcrítico.

	Romera	Cansini	Galache
Q máx. HEC-1 (m <sup>3</sup> /s)	156	160	267
Pendiente (m/m)	0,004	0,004	0,005

**Tabla 4-27. Valores de pendiente y caudal máximo estimado mediante HEC-1 para los tramos modelizados**

La condición de contorno empleada es la de pendiente de la línea de energía (o pendiente normal), que se ha incluido como la pendiente local media del tramo ya que se considera que el error que da la sustitución de una por la otra es mínimo puesto que se disipa de una sección a otra en las iteraciones (Rico, 2004). El programa ofrece tres posibilidades más: curva de gasto conocida, calado crítico y nivel de agua conocido, que no se han tenido en cuenta, por ausencia de datos de aforo en la cuenca, por el funcionamiento de todos los tramos en régimen subcrítico, lo que invalida una modelización con profundidad crítica conocida y aunque si existen niveles de agua conocidos, son precisamente éstos el control del modelo y se ha considerado que no deben emplearse. Ninguno de los tramos presenta una pendiente superior al 10% y por tanto entran dentro de los límites de aplicación del programa HEC-RAS. Además en las secciones de control que se han empleado como condición de contorno la morfología y pendiente eran constantes, sin estrechamientos ni cambios bruscos.

#### *Estimación de las pérdidas de energía*

La forma de cálculo seguido para la estimación de las pérdidas de energía es la expuesta en el capítulo metodológico. En el caso de la cuenca del río Rivillas existe una profunda transformación agrícola de la cuenca, y especialmente de la llanura de inundación, por lo que ha sido necesario comparar un método general como el de Cowan, con los valores que Chow (1959) propone para zonas de cultivos, como es el caso.

Ambos métodos se han modelizado con el objeto de comprobar su implicación en los caudales finales obtenidos.

*Estimación de  $n$  de Manning en por el método de Cowan*

Se ha realizado su estimación considerando independientemente el canal y la llanura de inundación, puesto que además el propio programa HEC-RAS hace una división en estas dos unidades. Los resultados de la estimación en el canal son:

Los valores adoptados de  $n_b$  para el río Rivillas son de 0,028 ya que el canal está siempre rectificado en los tramos modelizados, y el lecho lo forman arenas gruesas y gravas. No existe además, por las características homogéneas de la cuenca, cambios en la litología del lecho lo que refuerza el uso de un solo valor para los tres tramos modelizados. Para el subíndice  $n_1$  no se ha dado un valor uniforme para todos los tramos ni secciones, puesto que sobre todo de forma muy ligada a caminos y puentes, existen zonas de sobreexcavación. Los valores adoptados son de 0,002 en secciones normales sin irregularidad grande, y de 0,006 en secciones con sobreexcavaciones debidas a puentes. La variación en los valores de  $n_2$  adoptada es grande, hay secciones en el tramo de Romera donde la variación es baja a moderada (0,001-0,005), y tramos como Galache, donde no hay apenas variación (0,001). El valor adoptado de  $n_4$  es de 0,004 en las secciones normales de casi todos los tramos, puesto que no existen bloques en el río, y de 0,020-0,040 si existen puentes o vados, y dentro de estos en función de su luz en relación al canal. El factor  $n_4$  es complicado de evaluar, puesto que gran parte de los tramos afectados están intensamente modificados y es difícil conocer la situación exacta antes de la inundación. Se ha constatado en el campo que gran parte de la canalización tenía vegetación de ribera de porte medio-bajo, como son carrizos y juncos, y otras zonas como en el tramo de Romera había zonas con buena cobertura de porte arbóreo metida incluso en el canal. Los valores adoptados son de 0,001 cuando el canal se encuentra poco vegetado a 0,03 cuando el canal está bastante vegetado. En cuanto al factor  $m$ , durante la mayor parte de la inundación la circulación se efectuó por la llanura de inundación por lo que el valor adoptado de  $m = 1$ .

Los resultados en la llanura de inundación son los siguientes: Obtenemos unos valores medios de  $n_b = 0,016$  cuando las márgenes se encuentran sobre depósitos de inundación, 0,020 si lo hacen sobre un abanico aluvial y 0,025 si atraviesan un camino. Los tramos no presentan grandes irregularidades de su llanura, y por tanto los valores adoptados de  $n_1$  son de 0,001 si no existe cambio perceptible y 0,006 cuando hay pequeñas

elevaciones o algún pozo en la sección. El factor  $n_2$  se ha asumido como 0 pues se considera que el río presenta en todos los tramos estudiados una variación de forma muy pequeña. Los valores adoptados de  $n_3$  en los tres tramos son muy similares, ya que no hay obstrucciones de gran tamaño sobre la llanura. Se ha tomado como 0,003. No existe en los tramos analizados una gran variabilidad de tipos vegetales, ya que la vegetación de porte arbóreo se limita a una estrecha franja alrededor del canal, en los casos en que esta continúa presente, pero en la mayor parte de las secciones analizadas no existe vegetación de ribera de porte arbóreo. La cubierta predominante son campos de cultivo que en el momento de la inundación se encontraban desnudos a la espera de siembra. La evaluación a partir de mapas de usos del suelo en este caso es difícil, puesto que la transformación de la zona en los últimos años unido a que las zonas de uso agrícola para herbáceas presentan notables cambios a lo largo del año. Para ello se ha empleado los valores orientativos propuestos por Chow (1959) para diferentes cultivos, que se han modificado, puesto que los campos se encontraban desnudos. Los valores adoptados son  $n_1 = 0,02$  en campos con la cosecha efectuada,  $n_1 = 0,017$  en zonas con vegetación de porte arbustivo y alta densidad,  $n_1 = 0,05$  en zonas de vegetación arbustiva y de porte arbóreo densa. Por último, el valor adoptado de  $m$  es de 1.

*Estimación de  $n$  de Manning a partir de las tablas de Chow (1959) para zonas cultivadas*

Estas tablas consideran muy importante la cubierta de cultivo sobre la llanura y también la profundidad con la que la lámina de agua los cubre. A partir de los trabajos de campo podemos inferir que la profundidad máxima sobre la llanura del tramo de Romera de 1,20 m, en Cansini fue de un metro, y en Galache de 1,20 m. En todos los casos oscila entre pocos centímetros y 1,20 m. En los tres tramos el cultivo principal es el cereal en barbecho semillado (DGPA, 1982), aunque en el momento de la avenida no se encontraban los campos cultivados aún, esto hace que la categoría a elegir sea una mezcla entre pastizal y herbazal con desechos de cultivos anteriores, lo que otorga valores de 0,06-0,07 a la llanura de inundación, puesto que el calado máximo fue de 100-130 cm.

Jarret (1985) propone considerar además la orientación de los cultivos al flujo, cuestión que será abordada en profundidad en apartados posteriores con ocasión de la influencia

en el registro morfosedimentario. En todas las zonas estudiadas los surcos de cultivo se disponen paralelos a la dirección del flujo, lo que disminuye la fricción y hace que el valor a elegir esté más cerca del límite inferior. La tabla propuesta por Chow (1959) muestra el valor del coeficiente de rugosidad en función de la profundidad de la lámina de agua y tipo de cultivo (Tabla 4-28).

Profundidad de la lámina de agua (en cm)	Maiz	Pastizal	Pradera	Grano	Hierba y desechos
Menos de 30	0,06	0,05	0,1	0,10	0,12
30-60	0,06	0,05	0,08	0,09	0,11
60-100	0,07	0,04	0,07	0,08	0,10
100-130	0,07	0,04	0,06	0,07	0,09
Más de 130	0,06	0,04	0,05	0,06	0,08

**Tabla 4-28. Valores experimentales del coeficiente de rugosidad de Manning sugeridos por Chow (1959) para zonas de cultivos en los márgenes del río y distintos calados**

#### *Estimación de las pérdidas de energía por contracción y expansión*

En los tramos modelizados se ha mantenido el valor de 0,1 y 0,3 excepto en aquellas que por su especial configuración, tal es el caso del tramo de Cansini, presentan estrechamientos y expansiones grandes en el perfil transversal. En estos casos se ha adoptado el valor de 0,3 y 0,5 para modelizar, puesto que los cambios en la sección no se consideran severos e incluso los puentes que aparecen en el río son de pequeño tamaño y en todos los casos fueron sobrepasados y desbordados, no constituyendo una obstrucción al flujo.

#### *Calibración del modelo: los niveles de inundación de la avenida*

Durante la avenida modelizada en toda la llanura de inundación a lo largo de los tres tramos analizados se encontraron restos de detritus formados por vegetales y restos inorgánicos que son buenos indicadores de los niveles máximos alcanzados por la crecida.

#### *Flotsam y niveles de agua*

El principal dato de contraste son los niveles de agua de la inundación. Estos niveles han sido reseñados en campo durante el periodo inmediatamente posterior a la inundación ya que dichos niveles son muy sensibles a desaparecer en poco tiempo. El *flotsam* o bandas de detritus (Figura 4-38), está formado principalmente por material de naturaleza variable pero con flotabilidad (Baker, 1978, House y Peartree, 1985, Díez, 2002 y Benito *et al.* 2004). Esta flotabilidad le confiere un buen papel como marcador del pico de la crecida, ya que suele quedar en el terreno cuando las aguas alcanzan el momento máximo y comienzan el descenso. Para el empleo de este tipo de marcadores se han empleado únicamente aquellos encontrados a mayor cota en cada perfil, desechándose los niveles más bajos, producto probablemente de pequeñas oscilaciones o repuntes en el caudal durante el descenso de las aguas, pero que no llegan a las cotas del pico de la crecida.



**Figura 4-38. Elementos flotantes en la llanura de inundación del río Rivillas que marcan el punto máximo alcanzado durante la crecida de noviembre de 1997**

En la inundación analizada se encontraron también restos de vegetación, basura, sobre todo plásticos, bidones y botellas e incluso vehículos procedentes de un desguace

situado en la llanura de inundación, que no han sido empleados como marcadores debido a su desigual comportamiento de flotación.

Tramo de Romera			Tramo de Cansini			Tramo de Galache		
Perfil	Altura (ms.n.m)	Nivel de confianza	Perfil	Altura (ms.n.m)	Nivel de confianza	Perfil	Altura (ms.n.m)	Nivel de confianza
0	230,3	Bueno	0	212,4	Bueno	11	185,1	Bueno
1	231	Bueno	1	212,1-212,7	Medio	12.2	184,8	Bajo, construcción sobre la llanura
2	231,3	Bueno	2	212,3	Bueno	14	184,9	Bajo, construcción sobre la llanura
2.6	233,4	Medio-bajo, vegetación	3	212,8-213	Medio	15	185,8	Bueno-medio
3	234,1	Muy dudoso, vegetación	4	212,8-213	Medio	16	186	Bueno-medio
4	233,7	Bajo, vegetación	5	212,8-213	Medio	17	185,9	Bueno
5	234,3	Bajo	6	213	Bueno	18	186,3	Bueno
6	233,2	Bueno	7	213,2-213,5	Medio	-	-	-
7	233,5	Bueno	8	213,2-213,8	Medio	-	-	-
8	235,4	Bajo, mucha vegetación	9	213,6-214	Medio-bajo	-	-	-
8.6	236,4	Bajo, vegetación y constricción	10	214-215	Bajo, existe una constricción grande	-	-	-
10	236,6	Bueno	11	214-215	Bajo por constricción	-	-	-
11	237,5	Medio	12	214-215	Bajo por constricción	-	-	-
12	237,2	Bueno	-	-	-	-	-	-

**Tabla 4-29. Nivel de confianza y cota para las distintas observaciones de bandas de flotantes en campo en el tramo de Romera, Cansini y Galache**



Las alturas alcanzadas por las bandas de flotantes en cada tramo, junto con el perfil al que se refieren y el grado de confianza de cada observación, son que se indican en la tabla 4-29.

#### *Influencia de la rugosidad en el valor de caudal*

Con el objeto de estimar el efecto que tiene la variación del coeficiente de pérdidas de energía de Manning se han realizado modelizaciones con los dos métodos propuestos, puesto que numerosos autores indican que el valor final del número de rugosidad puede afectar de forma importante a los resultados obtenidos (Jarret, 1985). Según O'Connor y Webb (1988) en zonas con un valle amplio y bajo caudales de importancia reduce mucho la fricción y las modificaciones finales se atenúan. Los valores de cambio estimados por Enzel *et al.* (1994), Wohl, *et al.* (1994) y House y Peartree (1995) no suelen superar del 5 al 20% del volumen total.

Comparativamente la metodología de Cowan y los valores propuestos por Chow resultan en un abanico de resultados de rugosidad que oscila entre 0,035 para las secciones cultivadas poco vegetadas y 0,075 para las zonas con densa vegetación de ribera, contracciones y obstrucciones al flujo según el primer método y 0,06-0,07 según Chow. Las modelizaciones comparativas se han realizado con los caudales de referencia obtenidos previamente mediante el método HEC-1 que ofrecen caudales de 156 m<sup>3</sup>/s para el tramo de Romera, de 160 m<sup>3</sup>/s para el tramo de Cansini y de 267 m<sup>3</sup>/s para el tramo de Galache. A partir de ellas se han estudiado los cambios en altura aportados por el modelo y respecto a los niveles de agua aportados por el *flotsam* (Tabla 4-30).

Diferencia media (m)	Cowan	Chow
Romera	0,58	0,53
Cansini	0,33	0,26
Galache	0,42	0,27
Rivillas (global)	0,44	0,35

**Tabla 4-30. Diferencias medias en las alturas de la lámina de agua de la crecida de 1997 obtenidas para el río Rivillas empleando los resultados de rugosidad de Cowan y de Chow**

En el tramo de Romera, el emplear un sistema u otro supone una variación media insignificante, puesto que ambos sistemas de cálculo tienen un valor final de 0,58 y 0,53 metros de diferencia en los niveles de agua observados, valores muy altos comparativamente con los otros dos tramos estudiados, pero que pueden explicarse por ser este un tramo con algunas características especiales como densa vegetación de ribera y constricciones de la llanura, que se ven agravadas por el talud de la carretera que constriñe aún más el flujo. En ambos sistemas los valores de rugosidad obtenidos son muy altos, cercanos al 0,05-0,075. En los otros dos tramos la diferencia de alturas en la lámina de agua es mayor, tanto en el tramo de Cansini (0,33 por 0,26 m), como en el tramo de Galache (0,42 por 0,27 m). En ambos tramos los valores de rugosidad son menores y también lo son los cambios en la morfología e influencia de carreteras.

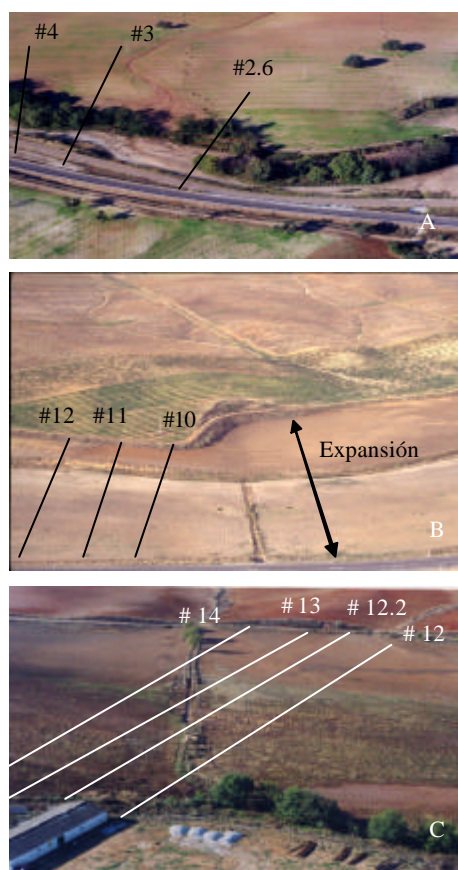
De una forma global para los tres tramos, el valor final de diferencia respecto al nivel de agua observado siguiendo el método de Cowan es de 0,44 m, mientras que si estimamos la rugosidad siguiendo los valores de Chow es de 0,35 m. Este análisis además necesita una comparación según criterios de fiabilidad en los niveles de agua observados en campo, ya que los procedentes en zonas de vegetación densa pueden sufrir sobreelevaciones por la perturbación del flujo, siendo los más recomendables los que se encuentran en zonas de límite de llanura de inundación en suave transición. Además, en el modelo, los perfiles iniciales son los que pueden presentar mayor perturbación en los niveles de agua, puesto que han de ajustarse las condiciones de partida con las condiciones geométricas.

Al cruzar la información de fiabilidad de la medida, localización del perfil (si se trata de medidas en perfiles bajos fundamentalmente) y diferencia de cota respecto al nivel observado, podemos ver que en general el empleo de valores de rugosidad más altos (los proporcionados por Chow para zonas agrícolas) ajustan bastante mejor los valores observados con los valores obtenidos por el modelo. Los resultados de los modelos sobre el perfil longitudinal se ofrecen en la figura 4-40 y algunos de estos puntos con modificaciones se muestran en la figura 4-39.

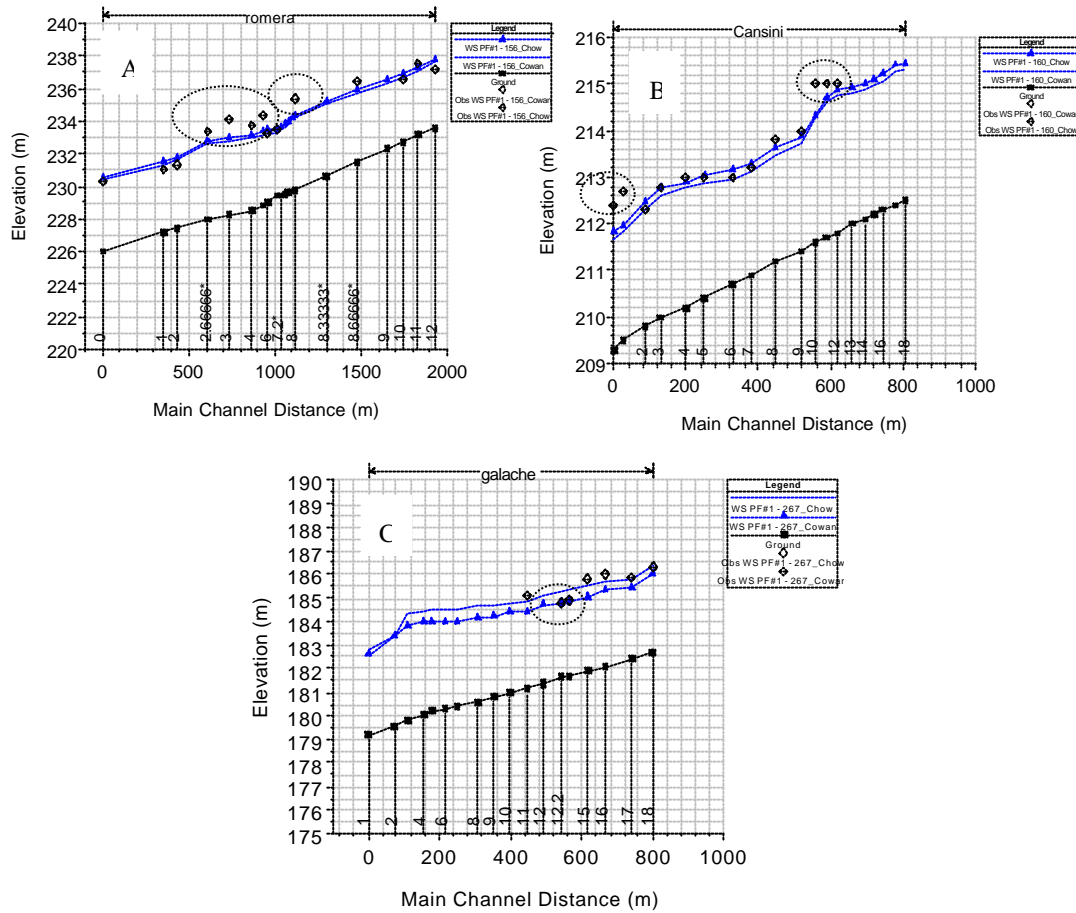
En el tramo de Romera la diferencia no es muy grande puesto que ambos métodos aportan valores de rugosidad altos, y en general daría lo mismo emplear uno u otro método. Los ajustes son buenos excepto en los tramos con mayor densidad de

vegetación en los que los niveles observados están claramente sobreelevados respecto a los valores obtenidos por la modelización (perfiles #2.6, #3, #4, #5 y #8, #8.6). En el tramo de Cansini el ajuste es bueno, algo bajo en los perfiles 0 y 1, y malo para las observaciones #10, #11 y #12, que se han señalado con un nivel de confianza bajo, pues existe una gran perturbación por constricción de un afloramiento rocoso y el talud de la carretera. En el perfil de Galache, el ajuste ofrecido con valores de rugosidad más altos es mucho mejor en todas las medidas observadas, excepto dos perfiles (#12.2 y #14) que presentan una perturbación debida a una construcción en la llanura en la margen derecha del río y muy cerca del cauce.

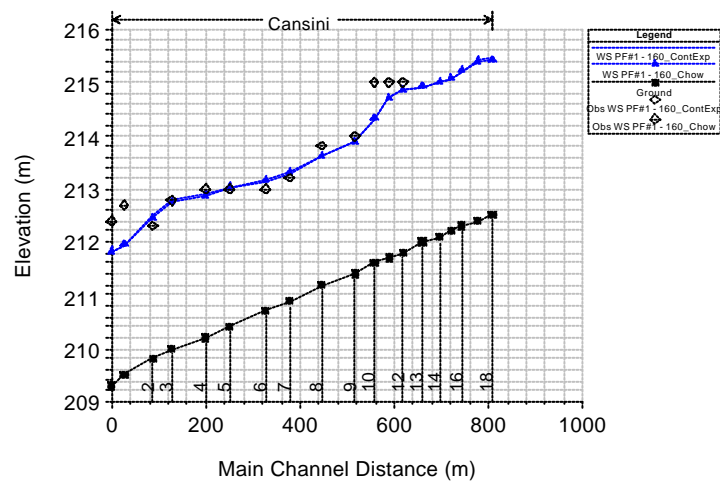
Estimamos por tanto, que en estos tramos con una influencia tan grande de las labores agrícolas en la llanura el ajuste mejor se realiza mediante tablas de valores de rugosidad adaptadas para este tipo de usos del territorio.



**Figura 4-39. Zonas con perturbación para los tramos de Romera (A) en la zona de árboles y carretera, Cansini (B), en el estrechamiento y carretera y Galache (C), en una construcción sobre la llanura**



**Figura 4-40. Perfiles modelizados en los tres tramos para distintos valores de rugosidad y comparación con los valores de lámina de agua del evento**



**Figura 4-41. Efecto del coeficiente de contracción y expansión en el resultado final de caudales**

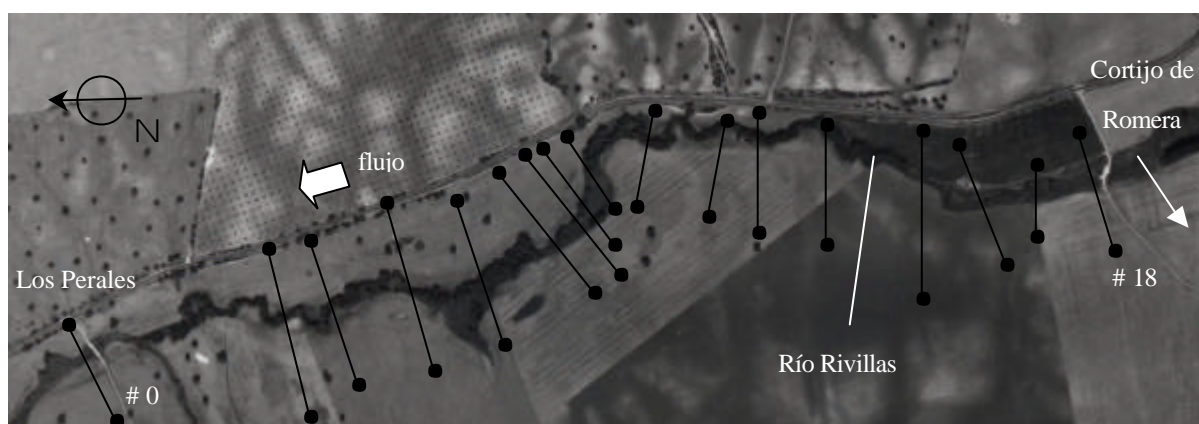
Respecto al coeficiente de expansión y contracción, el efecto de su variación en los caudales finales produce cambios poco significativos en los calados obtenidos según

Enzel *et al.* (1994), aspecto que hemos podido comprobar modelizando los tres tramos para un mismo caudal y condiciones de rugosidad, y cambiando los valores de los coeficientes en el rango 0,1 y 0,3 hasta 0,3 y 0,5.

En la figura 4-41 puede observarse que para el tramo de Cansini, con un caudal de 146 m<sup>3</sup>/s y los valores de rugosidad de Chow, la variación del perfil longitudinal es mínima si tomamos valores de 0,1 y 0,3 (modelo 160\_Chow) y 0,3 y 0,5 (modelo 160\_ContExp). Los valores que finalmente hemos adoptado para este coeficiente son de 0,1 y 0,3 siempre que las condiciones sean normales, y de 0,3 y 0,5 si existen contracciones y expansiones de importancia, como en los tramos de Romera y Cansini.

#### *Hidrología de los tramos seleccionados*

A continuación una vez ajustados los principales parámetros en los tres tramos se van a proceder a las modelizaciones empleando como base los caudales obtenidos mediante HEC-1 y realizando sucesivas iteraciones modificando el caudal hasta ajustarlo con los niveles de lámina de agua recogidos en el campo. Los resultados que a continuación se exponen corresponden únicamente a los resultados de caudales finalmente adoptados, los resultados de la modelización en cuanto a sus parámetros y variables serán analizados con profundidad en apartados posteriores.



**Figura 4-42. Situación de los perfiles en el tramo de Romera**

#### *Hidrología del tramo de Romera*

Tramo situado en la zona media-alta de la cuenca (Figura 4-9). En este tramo los aportes proceden exclusivamente de la zona de cabecera, con los ríos Valdesevilla y Rivillas que se unen pocos kilómetros antes del tramo. No existen afluentes de interés. El tramo tiene una anchura de la llanura de inundación variable, entre 70-130 m, pendiente del canal de 0,004 m/m y el valle es bastante abierto, la llanura de inundación está ocupada por cultivos aunque la característica más notable es la presencia de una vegetación de ribera que conforma un bosque de galería más o menos continuo desde la zona superior hasta la zona de las casas de Perales. La cuenca vertiente es de 71,5 km<sup>2</sup>, el 37 % de la subcuenca del río Rivillas, el índice de sinuosidad del canal es bajo, inferior a 1,13 puesto que el río se ha canalizado y rectificado en algunas zonas. La presencia de la vegetación, así como una carretera muy cerca del cauce en algunos puntos, hacen que el tramo tenga perturbaciones en el flujo que ocasionan niveles de flotantes muy altos respecto a lo que se observa en zonas abiertas. En el tramo existen dos puentes de pequeño tamaño, que fueron completamente sobrepasados por la crecida. El primero de ellos, que lleva al cortijo de Romera es un paso asfaltado con escasa luz, y el segundo, que da acceso a la Colada del Tinao, es un puente con cuatro tubos de 1m de diámetro. Se han representado un total de 14 perfiles (Figura 4-42) sobre algunos de los cuales se han colocado los valores de detritus, como el de la figura 4-43. Según el método HEC-1 el valor del caudal máximo circulante durante la avenida fue de 156 m<sup>3</sup>/s, valor con el que se ha modelizado, alcanzando unos resultados aceptables con los niveles de calibración.

Los resultados obtenidos (anexos tablas 9-4, 9-5, 9-6, 9-13, 9-16, 9-19, 9-25 y 9-26) muestran que el flujo se mantiene siempre dentro del ámbito de flujo subcrítico con valores del número de Froude inferiores a 1, generalmente dentro del rango medio de 0,3-0,4. Las velocidades son algo elevadas para el caudal máximo de la crecida, alcanzando 1-2 m/s de velocidad media en la sección aunque en algún punto se alcanzan los 3 m/s. Los resultados en calado por los modelos (Tabla 4-31) difieren respecto a los reales en un máximo de 0,58 m y un mínimo de 0,43 m, según el tipo de rugosidad empleada para los cálculos y según la elección de los detritus con los que se comparen (eliminando aquellos que sean susceptibles de perturbar).



**Figura 4-43.** Nivel de agua sobre una torre de la luz empleado para la calibración del modelo en el tramo de Romera

Tramo de Romera	Cowan	Chow	Chow (1)
Diferencia media (m)	0,58	0,53	0,43

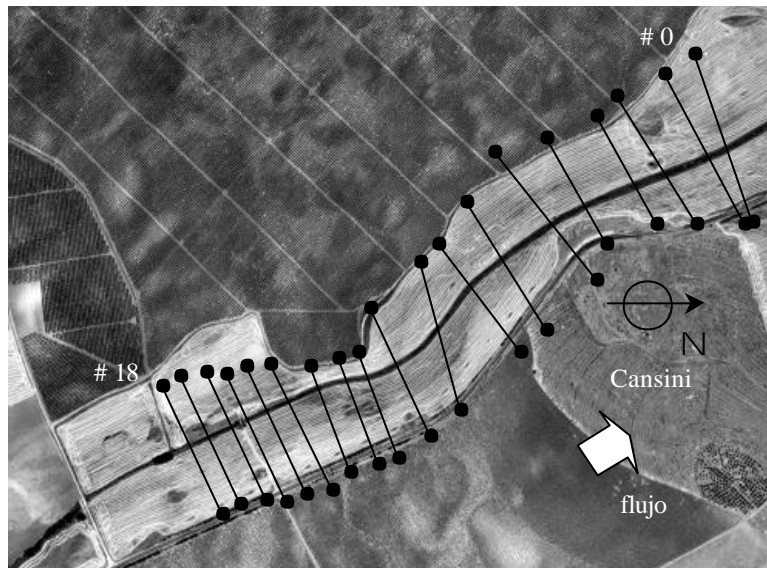
**Tabla 4-31.** Valores medios de diferencia entre los niveles observados en el campo y los obtenidos de los diferentes valores de rugosidad para el caudal de  $156 \text{ m}^3/\text{s}$  en el tramo de Romera. (1)

**Resultados eliminando los resultados de los perfiles de la zona vegetada**

#### *Hidrología del tramo de Cansini*

El tramo tiene una longitud de 800 m, anchura media de la llanura 140-170 m y  $84 \text{ km}^2$  de superficie de cuenca vertiente, que corresponden a un 43,6 % de la subcuenca del Rivillas. La margen derecha se encuentra limitada por el talud de la carretera mientras que la margen izquierda es una suave ladera que asciende desde la llanura. En el tramo existe un escarpe rocoso que estrecha la llanura y la constriñe, primero en la margen izquierda y luego en la derecha. El río ha sido modificado mediante la excavación sin obra de un canal de 12 m de anchura y 1,40 m de altura media dejando un trazado rectilíneo y canalizado. La capacidad de desagüe del canal es de unos  $35 \text{ m}^3/\text{s}$ , aunque mermada por el relleno y el recrecimiento de vegetación.

La llanura de anchura variable por los estrechamientos, tiene diferente cota en su margen derecha e izquierda, estando esta última sobreelevada sobre la primera, hecho que favorece el drenaje preferente en los desbordamientos. La pendiente general del tramo es de 0,004 m/m y el índice de sinuosidad cercano a 1 pues el cauce está rectificado y reconstruido de forma lineal. En el tramo existen dos puentes de pequeño tamaño, el primero construido como un vado, deja pasar las aguas por encima al desbordar, y el segundo de tamaño mayor (1,5 m de altura y 12 m de anchura) de escasa luz, con seis desagües circulares que permiten el paso de 21 m<sup>3</sup>/s. La vegetación de ribera ha desaparecido por completo del tramo, quedando solo algunos cañaverales dentro del canal. En la llanura tampoco existe vegetación pues se destina a fines agrícolas.



**Figura 4-44. Situación de los perfiles en el tramo de Cansini**

Se han representado un total de 18 perfiles que se muestran en la figura 4-44 en el modelo, así como algunos valores de detritus, como el de la figura 4-45.

El valor inicial del que se ha partido para realizar las modelizaciones es el de 160 m<sup>3</sup>/s aportados por el HEC-1. Tras una serie de contrastes, el caudal utilizado resulta bajo, siendo necesario incluir diferentes valores de caudal para lograr una cifra final que se ajuste mejor a los valores de niveles de agua observados. Los caudales han de ser superiores a la cifra de 160 m<sup>3</sup>/s, que da perfiles de agua más bajos en general.



Finalmente tras una serie de pruebas, se adopta el valor de  $180 \text{ m}^3/\text{s}$  como el mejor de los ajustes para el caudal.



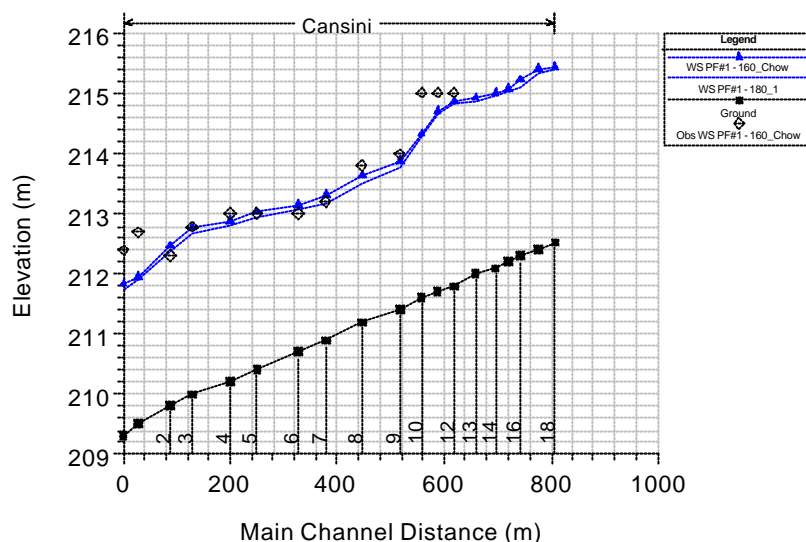
**Figura 4-45.** Nivel de agua observado en el tramo de Cansini (marcado mediante una estaca amarilla); pueden verse las ramas en las cercanías de la salida de un colector lateral

Los resultados del modelo reflejan de forma mejor los valores observados si tenemos en cuenta rugosidades más altas, y si tenemos en cuenta el caudal de  $180 \text{ m}^3/\text{s}$  las diferencias son menores. Esto supone incrementar un 12,5% los caudales propuestos inicialmente. En la tabla 4-32 puede verse que además los resultados mejoran bastante si no se tienen en cuenta las observaciones de los perfiles 10, 11 y 12, que se han descrito como de nivel de confianza bajo por existencia de una constricción al flujo. El caudal propuesto de  $180 \text{ m}^3/\text{s}$  y la estimación de rugosidad por el método de Cowan el flujo se mantiene durante todos los perfiles dentro del régimen subcrítico, con valores medios del número de Froude de 0,4-0,5, la velocidad media está entre 1 y 2,5 m/s (anexos, tablas 9-7, 9-8, 9-9, 9-14, 9-17, 9-20, 9-27, 9-28 y 9-29).

Tramo de Cansini	Cowan ( $160 \text{ m}^3/\text{s}$ )	Chow ( $160 \text{ m}^3/\text{s}$ )	Chow ( $180 \text{ m}^3/\text{s}$ )	Chow* ( $180 \text{ m}^3/\text{s}$ )
Diferencia media (m)	0,33	0,26	0,23	0,21

**Tabla 4-32.** Valores medios de diferencia entre los niveles observados en el campo y los obtenidos de las diferentes modelizaciones en el tramo de Cansini. (\*) Resultados eliminando los resultados de los tres últimos perfiles

El perfil resultante se representa en la figura 4-46, con el ajuste propuesto para dos rugosidades diferentes y los valores reales de nivel de agua indicados por los detritus (algunos de los cuales quedan alejados por perturbación).



**Figura 4-46. Niveles de agua observados y perfil obtenido para las modelizaciones de 180 m<sup>3</sup>/s y 160 m<sup>3</sup>/s en el tramo de Cansini**

#### *Hidrología del tramo de “Galache”*

En este tramo el valle es muy amplio, unos 300 m de anchura, la pendiente local de 0,005 m/m. El área de la cuenca en el tramo es de 156 km<sup>2</sup>, que supone un 81 % del área de la subcuenca del río Rivillas, es por tanto una zona baja donde ya se ha recogido toda el agua procedente de los principales afluentes, excepto el San Gabriel. La sinuosidad del tramo es muy baja (1,03) resultado de una rectificación del cauce en toda la sección. Además, la llanura y laderas, de baja pendiente, están ocupadas en algunos puntos por construcciones y constreñidas por el talud de la carretera en su margen derecha. La llanura de inundación está transformada para el cultivo agrícola y no existe apenas vegetación de ribera, excepto algunas manchas aisladas en los perfiles medios, lo que reduce bastante la perturbación del flujo, por esta razón la mayoría de las observaciones de niveles de agua se consideran significativas, excepto las que se encuentran en las inmediaciones de unas construcciones. No existen en la cercanía aguas abajo ni a lo largo de la sección puentes, y tan solo aguas arriba hay algún vado. Se han representado 18 perfiles (Figura 4-47). El valor del caudal resultante del HEC-1 con el que se ha comenzado la modelización es de 267 m<sup>3</sup>/s.

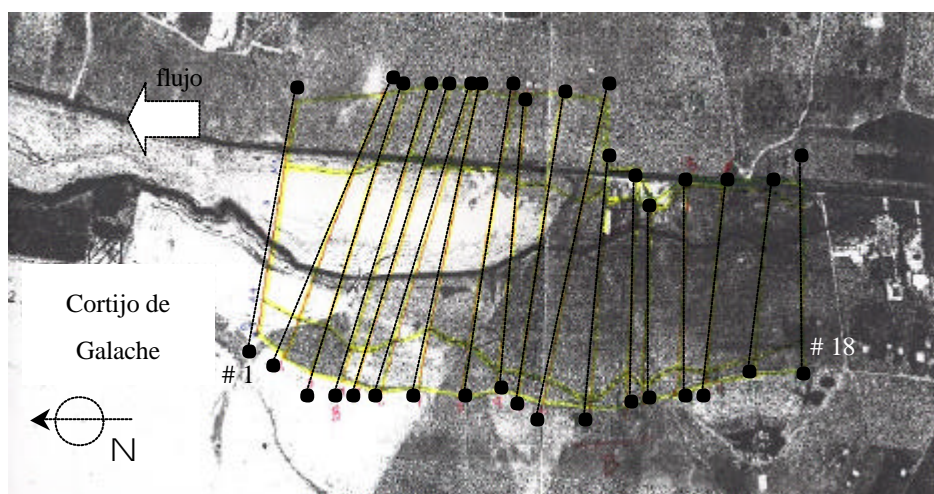


Figura 4-47. Situación de los perfiles en el tramo de Galache

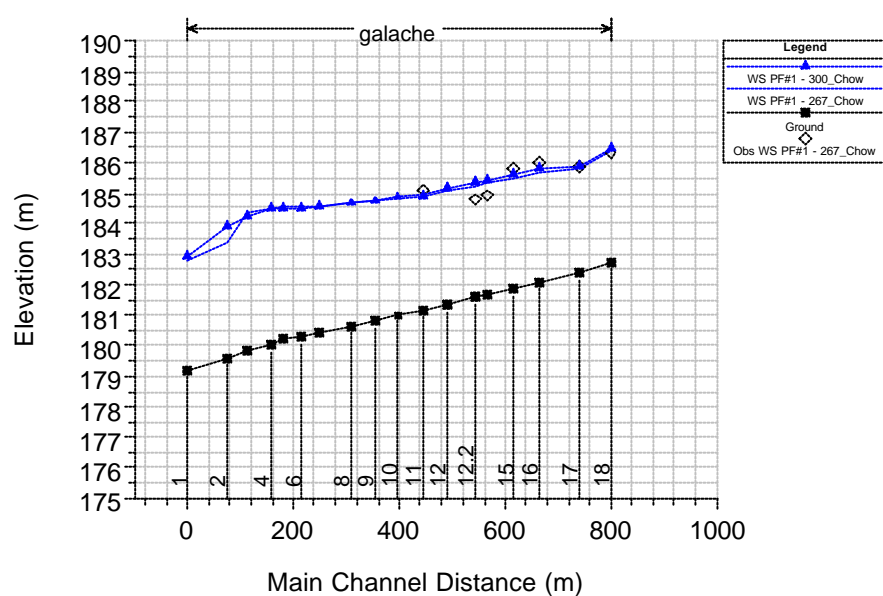


Figura 4-48. Niveles de agua observados y perfil obtenido para las modelizaciones de 267 m<sup>3</sup>/s y 300 m<sup>3</sup>/s en el tramo de Galache

Tramo de Galache	Cowan (267 m <sup>3</sup> /s)	Chow (267 m <sup>3</sup> /s)	Chow (300 m <sup>3</sup> /s)	Chow* (300 m <sup>3</sup> /s)
Diferencia media (m)	0,42	0,27	0,26	0,15

Tabla 4-33. Valores medios de diferencia entre los niveles observados en el campo y los obtenidos de las diferentes modelizaciones en el tramo de Galache. (\*) Resultados eliminando los resultados de los perfiles 12.2 y 14

Los mejores ajustes se producen empleando como valor de rugosidad el de Chow, pero aún así no terminan de ser del todo correctos, por lo que se pasó a modificar los caudales, aumentándolos sensiblemente, como en el caso del tramo de Cansini. El valor

finalmente adoptado es el de 300 m<sup>3</sup>/s que es el que mejor se ajusta a los niveles de agua observados, dando un ajuste medio de 0,26 m de diferencia (Tabla 4-33). Si eliminamos los dos valores de los perfiles en las inmediaciones de la construcción en la llanura y que han sido clasificados con un nivel de confianza bajo al estar afectados por la perturbación, la diferencia disminuye hasta los 0,15 m, que consideramos que es aceptable. El paso de un caudal de 267 m<sup>3</sup>/s a 300 m<sup>3</sup>/s incrementa en la zona baja el caudal máximo del hidrograma en un 12,3%, valor muy parecido al obtenido para el tramo de Cansini. Los resultados sobre el perfil longitudinal se ofrecen en la figura 4-48, donde para las cuatro modelizaciones realizadas, variando el caudal y la rugosidad, puede observarse una diferencia en dos de los valores reales anómalos (Anexos, tablas 9-10,9-11, 9-12, 9-15, 9-18, 9-21, 9-30, 9-31y 9-32).

#### *Conclusiones del método. Caudales finales propuestos*

En los tramos medios y bajos los caudales obtenidos mediante el método hidráulico contrastado con valores observados en campo es de aproximadamente un 12% superior a lo obtenido mediante el HEC-1 para los dos tramos de Cansini y Galache. En el tramo de Romera no se ha considerado oportuno introducir valores correctores puesto que se ha mostrado como un tramo con elevadas perturbaciones del flujo y consecuentemente de los calados finales y por ello es difícil ajustar un caudal nuevo.

La diferencia encontrada en los dos tramos, especialmente el de Galache, muy cercano a la zona de confluencia en la ciudad, nos hace suponer que el resultado final de HEC-1 para la subcuenca del río Rivillas también se ha infravalorado, y debería por tanto incrementarse en este porcentaje. Los resultados finales se exponen en la tabla 4-34.

Tramo	HEC-1	Corrección (+12%)
Subcuenca Rivillas	368	412
Subcuenca Calamón	355	387 (1)
Cuenca completa	653	767 (2)- 799 (3)

**Tabla 4-34. Caudales finales propuestos a partir del método hidráulico con contraste de campo. (1)**

**La cifra de corrección para el Calamón es aproximada puesto que no existe contraste de campo. (2)**

**Cifra resultante de aplicar el factor corrector únicamente en la subcuenca del Rivillas. (3)**

**Resultado de aplicar el factor corrector a ambas subcuencas**

Los valores propuestos solo han sido contrastados para la subcuenca del Rivillas, en la subcuenca del A° Calamón no existen trabajos de campo y no puede asegurarse que el porcentaje aplicado de error sea el correcto. Pese a ello, por las similares características físicas de la cuenca (cubierta vegetal, longitud de los cauces, sustrato) podría pensarse que la diferencia de error podría ser parecida. Por esta razón se han calculado los caudales finales en el río Rivillas teniendo en cuenta la igualdad de funcionamiento en ambas cuencas (incremento del 12% en ambas) o únicamente para la subcuenca del río Rivillas.

#### **4.7.3 Comparación y discusión de los resultados obtenidos por los diferentes métodos**

Se han contrastado los valores obtenidos mediante los diferentes métodos empleados: método racional de caudales máximos, método del hidrograma unitario a partir del programa HEC-1 y el método combinado hidráulico-datos de campo empleando el programa HEC-RAS. Además se han contrastado los resultados con los valores oficiales. Los resultados se indican en la tabla 4-35.

Nuestros valores apuntan a que el caudal fue mayor de lo calculado por las distintas fuentes previas, 700 m<sup>3</sup>/s estimados por CHG (1997a) y CEH (1998). Estos métodos se basaban exclusivamente en cálculos teóricos mediante hidrograma unitario, o simulaciones a partir de levantamientos hidráulicos en zonas de ciudad, que pueden dar lugar a variaciones importantes del calado por cambios de régimen.

De los métodos empleados por la presente tesis, el de caudales máximos da unos resultados muy altos al emplear los valores de precipitación del evento, entre 860 y 1120 m<sup>3</sup>/s, según se consideren las condiciones de humedad previas. El método hidrometeorológico del hidrograma unitario simulado mediante el programa HEC-1 ofrece valores inferiores al método anterior en torno a los 650 m<sup>3</sup>/s y sensiblemente más bajos que los datos bibliográficos oficiales. En cualquiera de los dos métodos los resultados obtenidos bajo condiciones húmedas aumentan mucho el caudal final, estas condiciones fueron las que se dieron durante la avenida del río Rivillas, como ya se ha indicado en apartados anteriores. En el contraste de los resultados entre el método racional y el hidrograma unitario del HEC-1, muestra a este último como un método

mejor para el cálculo de los caudales, al tener una mayor precisión como modelo semidistribuido en cuencas de tamaño pequeño como la del río Rivillas.

Fuente	Método	Lugar de estimación	Rivillas	Calamón	Caudal máximo avenida 1997 (m <sup>3</sup> /s)
CHG (1997)	Hidráulico (pto crítico)	Ciudad	340	370	700
Protección Civil (1998)	¿?	¿?	-	-	700
CEH (1998)	Hidrograma unitario	Cuenca completa	375	340	700
	CAUCES (crítico)	Ciudad	350	350	700
Presente tesis	Caudales máximos (Témez)	Cuenca completa	719	544	862-1126 (*)
	Hidrograma unitario (HEC-1)	Cuenca completa	368	355	653
	Hidraulico-campo (HEC-RAS)	Rivillas cuenca	412 (**)	387 (**)	767-799 (***)

**Tabla 4-35. Caudales finales propuestos a partir del método hidráulico con contraste de campo. (\*)**

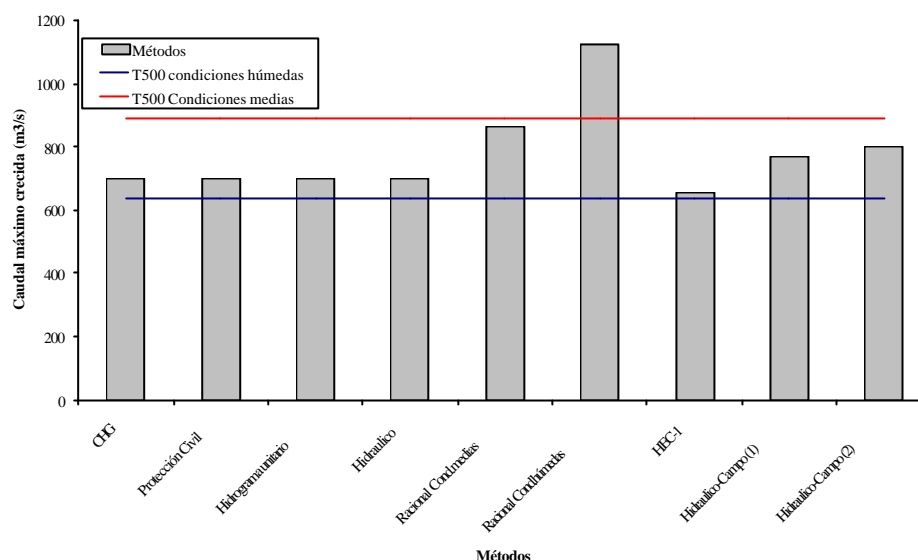
**Intervalo según se considere las condiciones de humedad del suelo (normales y húmedas). (\*\*)**

**Incrementando los valores del HEC-1 un 12%. (\*\*\*) Primera cifra aplicando el factor corrector únicamente a la subcuenca del Rivillas, segunda aplicándolo a ambas**

Finalmente, estimamos que el método más fiable a la hora de calcular el caudal máximo de la crecida es el hidráulico mediante contrastes de campo, puesto que la diferencia respecto al nivel de agua estimado en detritus flotantes es muy baja. Los resultados oficiales se aproximan más a los obtenidos por nosotros mediante este método, pero en nuestra opinión están subestimando el caudal máximo de la crecida, que presentó unos valores más altos, cercanos a los 750-800 m<sup>3</sup>/s. Los dos resultados implican una diferencia media entre lo calculado mediante HEC-1 y lo observado en campo en los dos tramos más bajos de un 12%, indicándose en la tabla 4-35 el primer valor únicamente para la subcuenca del río Rivillas y el segundo valor posible para toda la cuenca completa.

#### **4.7.4 Recurrencia de la avenida**

Al comparar todos los resultados del apartado anterior con los valores de periodo de retorno obtenidos (a partir de la recurrencia de las lluvias y mediante el método de caudales máximos, ver apartados anteriores), puede verse como según el método adoptado y las características del parámetro de escorrentía, el resultado final se encuentra muy cercano bien por debajo o por encima del valor de  $T = 500$  años. Este aspecto tiene importantes connotaciones legales en cuanto al nivel de responsabilidad de las administraciones competentes en la inundación, aspecto ya señalado para las inundaciones de Biescas por Ayala (2002). Según la Ley de Aguas de 1985 (29/1985) y su posterior reforma de 1999 (46/1999) indican que según el Reglamento sobre Dominio Público Hidráulico es zona inundable la zona anegada con periodo de retorno de 500 años y los usos que se establezcan competencia de la Confederación Hidrográfica correspondiente. Bajo este marco legal, la determinación de los caudales máximos asignados al periodo de retorno de 500 años es de gran interés, y los métodos empleados para ello han de requerir la máxima precisión, que como ya se ha indicado la dan sobre todo métodos de estimación hidráulica basados en indicadores de nivel de la crecida lo más fiable posible. En la figura 4-49 puede verse como según la interpretación que hagamos de las características del terreno, el umbral de 500 años puede situarse más arriba (más caudal) o más abajo (menos caudal). Los métodos calculados por numerosos autores y en la presente tesis, cifran el caudal máximo de la crecida en unos  $700\text{-}800\text{ m}^3/\text{s}$ , si exceptuamos los resultados sobrevalorados por el método racional. Todos ellos se encuentran muy cerca del umbral de 500 (lo sobrepasan) si se calcula con condiciones medias, y por debajo si se calculan con condiciones húmedas. Este factor, parece pues determinante a la hora de realizar aplicaciones legales, pues como se ha visto podría llevarnos a considerar una inundación como extraordinaria o no, sería de interés ahondar en su investigación para ajustarlo con un posible carácter normativo. Además de estas cuestiones, debería plantearse si efectivamente se trata de un periodo de retorno de 500 años cuando al menos desde 1766 (230 años atrás) se han contabilizado en la cuenca unas dos o tres inundaciones de la misma magnitud, algunas de las cuales son producto de la entrada de agua del Guadiana, pero otras únicamente del Rivillas (1766).



**Figura 4-49. Comparación de los resultados obtenidos por los diferentes métodos y los valores propuestos para el periodo de retorno de 500 años, según condiciones medias o húmedas para la cuenca. (1) Con corrección en la subcuenca del Rivillas. (2) Con corrección en toda la cuenca**

Los resultados de la estimación del periodo de retorno de 500 años según la presente tesis doctoral y el trabajo del CEH (1998) se exponen en la tabla 4-36, concluyendo que las diferencias son muy pocas si consideramos las condiciones normales, pero si estas son húmedas el resultado se dispara, y por tanto con cambios en las condiciones de humedad antecedente es muy difícil la estimación de la recurrencia mediante estos métodos.

Trabajo	Condiciones de humedad antecedente	Subc. Rivillas	Subc. Calamón	Cuenca completa
Tesis	Normales	410	311	635
	Húmedas	574	431	893
CEH (1998)	Normales	-	-	620

**Tabla 4-36. Resultados del caudal máximo (en m³/s) para el periodo de retorno de 500 años en las subcuencas y cuenca completa**



## 4.8 Sedimentación y erosión durante la inundación

### 4.8.1 Introducción y metodología

En la avenida de noviembre de 1997 a lo largo de toda la llanura de inundación y desde la cuenca alta a la ciudad de Badajoz pudieron constatarse la enorme importancia que tuvieron los fenómenos erosión-sedimentación en el desarrollo de la inundación. En la ciudad de Badajoz aparecieron una gran cantidad de lodos y material arrastrado, sobre todo por flotabilidad y con un origen antrópico (bidones de gasolina, periódicos, vehículos y basura en general). Según Leopold *et al.* (1964) durante una inundación en ríos con lecho arenoso el canal es erosionado para elevados caudales durante la etapa más alta, pero rellenado de nuevo hasta niveles parecidos al estado inicial durante la etapa de descenso de las aguas. Existiría entonces un equilibrio en el balance erosión-sedimentación que podría aplicarse en las zonas medias y bajas de la cuenca pero no en la zona alta, donde los procesos predominantes fueron de tipo erosivo.

El balance entre procesos erosivos y depósito fue desigual en toda la cuenca y a nivel de tramo. Encontramos zonas de la cuenca alta con una intensa erosión producida por las lluvias torrenciales y como resultado se producen encajamientos en la red fluvial, erosión en los suelos, creación de acanaladuras y producción de arrastres hacia los cauces cómo zonas erosivas encontramos también tramos intensamente modificados por la acción del hombre aunque no necesariamente hayan de estar en la parte alta. Estos tramos son fundamentalmente zonas de pendiente superior al 3%, transformadas a viñedo en las que el suelo se encuentra desnudo o bien zonas de llanura con grandes cambios en el sistema fluvial. Por el contrario las zonas con equilibrio en la erosión-sedimentación son la llanura de inundación a lo largo de prácticamente toda la cuenca media y baja en la ciudad de Badajoz. La gradación de tamaños es clara, el depósito más grueso lo encontramos en la zona media de la cuenca (tramos de Romera-Perales y Cansini) y el sedimento fino en la ciudad de Badajoz y desembocadura en el río Guadiana. Se han realizado trabajos de campo, cartografiando y caracterizando las formas más importantes de algunos tramos del río Rivillas empleando las técnicas propuestas por Williams y Costa (1987) para realización de medidas geomórficas después de una inundación. Sobre todo se han estudiado tramos en la subcuenca del río

Rivillas, y en la subcuenca del Arroyo Calamón también se han incluido algunos trabajos de campo de menor detalle que aportan información complementaria y que se han incluido al final de cada apartado. La cartografía realizada se ha efectuado en campo, y completada después en gabinete a partir de paneles fotográficos, cartografía existente a escala 1:25.000 y fotografía aérea. La representación se ha efectuado sobre fotografía aérea ampliada a la escala 1:4500, para la que se ha empleado la zona central de cada fotograma para evitar deformaciones importantes. Aparte de la cartografía de cada tramo se ha incluido en algunos tramos esquemas ilustrativos de formas tipo, bloques diagrama y columnas estratigráficas. El análisis morfosedimentario incluyó una descripción de cada forma, caracterización de las dimensiones (longitud, anchura y espesor del depósito o profundidad de la erosión) y litofacies del depósito. La clasificación empleada (Tabla 4-37) sigue la nomenclatura de Miall (1978), modificada posteriormente por el mismo autor (Miall, 1996).

Clave	Tipo de material	Estructura	Facies
Gh	Gravas masivas o algo estratificadas	Capas horizontales, imbricación	Barras longitudinales, depósitos de lag y sieve
Gt	Gravas estratificadas	Surco	Rellenos de canales
St	Arenas finas a gruesas a veces con cantos	Surco	Dunas 3D de cresta sinuosa o linguoide
Sp	Arena fina a gruesa con cantos	Planar	Dunas 2D transversas y linguoides
Sr	Arena muy fina a gruesa	Ripples de todo tipo	Ripples de bajo régimen de flujo
Sh	Arena muy fina a gruesa a veces con cantos	Estratificación horizontal, parting lineation	Lechos planos en flujo crítico
Sl	Arena muy fina a gruesa	Estratificación cruzada de bajo ángulo	Rellenos de acanaladuras, crevasses, antidunas
Ss	Arena fina a gruesa a veces con cantos	Acanaladuras someras	Relleno de acanaladuras
Se	-	-	Surcos erosivos
Fl	Arena, limo, arcilla	Fina laminación, pequeños ripples	Depósitos de margen, canales abandonados
Fm	Arenas, arcillas	Masivas, grietas de desecación	Depósitos de margen o recubrimientos

**Tabla 4-37. Litofacies fluviales encontradas en la inundación de Badajoz (modificado de Miall, 1996 y Rust, 1978)**

Por último, las formas se han reconstruido en relación con la crecida concluyendo en una interpretación general de la avenida a partir del conjunto morfosedimentario. Para ello se ha cruzado la información obtenida en el modelo hidráulico obtenido a partir de HEC-RAS con la información cartográfica de las principales formas y se han relacionado las variables más importantes, como velocidad, profundidad de la lámina de agua, esfuerzo de cizalla y potencia fluvial.

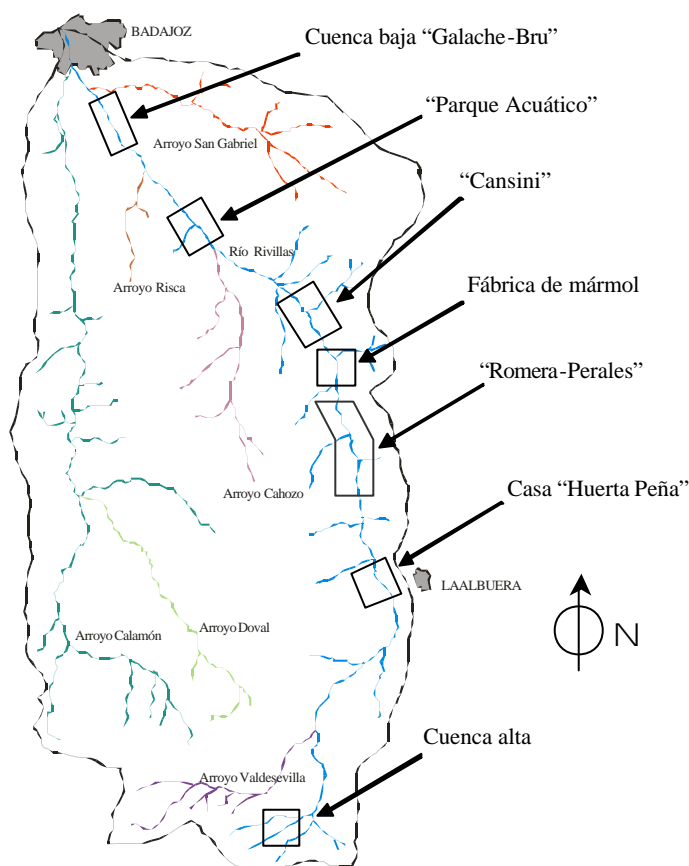


Figura 4-50. Situación de los tramos cartografiados en el análisis de los depósitos y erosiones

#### 4.8.2 Tramos de estudio

Para el estudio morfosedimentario se han seleccionado en la cuenca un total de seis tramos (Figura 4-50) representativos de todo tipo de acciones, dividiéndose en cuatro apartados: cuenca alta (tramo Huerta Peña), cuenca media (tramos de Romera-Perales y Cansini), cuenca baja (tramo de "Galache-Bru") y zonas fuertemente antropizadas (tramos Fábrica de mármol y Parque acuático). No se ha descrito el tramo de río dentro de la ciudad de Badajoz por lo aleatorio de los procesos de erosión y sedimentación,

condicionados fuertemente por una topografía y un entramado de viviendas irregular. Los mapas correspondientes a las principales zonas se encuentran en los anexos (Mapas 9-1 a 9-7).

### 4.8.3 Formas sedimentarias

Los flujos resultantes de una inundación son capaces de mover tamaños muy variados de sedimento en función de la energía disponible y de la disponibilidad de ese sedimento. Para un tamaño de grano determinado, un flujo de una energía conocida produce una forma de fondo y una estructura sedimentaria concreta (Harms *et al.*, 1982). Pero esto no indica que aunque las características generales del flujo sean las mismas en un tramo concreto, se encuentren siempre las mismas formas, ya que existen variaciones significativas en la hidrodinámica para un mismo tramo en localizaciones espaciales cercanas. Se han encontrado en campo ambientes hidrodinámicamente muy distintos, como son zonas de barras longitudinales con megaripples 3D y zonas de barras laterales con presencia de rizaduras de baja energía en un espacio de pocas decenas de metros. Esta es la razón de que se haya realizado un análisis detallado de las principales formas encontradas que pueda arrojar luz sobre los procesos y el comportamiento seguido por los sedimentos durante la crecida.

Se han descrito únicamente las formas sedimentarias de mayor tamaño y que pueden tener consecuencias o aportar información sobre la crecida. Muchas veces sobre estas formas aparecen otras de tamaño menor sobreimpuestas, o incluso pueden llegar a recubrir o retocar las formas de mayor tamaño en momentos posteriores de aguas descendentes. Las formas menores pueden aportar información local sobre el funcionamiento de una barra o sobre la evolución posterior de la crecida al descender las aguas, y por tanto se han empleado tan solo para analizar estos factores, no incluyéndose como una tipología en si misma.

Las principales formas que se han encontrado (Tabla 4-38) se han clasificado según su localización espacial en tres ambientes, que son: depósitos de llanura de inundación, depósitos de desbordamiento ligados al canal y abanicos. Dentro de estas zonas encontramos las diferentes morfologías: barras de diversos tipos (longitudinales,

laterales, de obstáculo, de cantos blandos), *sand flats*, levees lineales y digitados, crevasses y abanicos laterales.

Proceso	Localización	Arquitectura	Material predominante	Forma	Tamaño (1)
Sedimentación	Llanura de inundación	Acumulaciones arenosas	Arenas	Sand flats	Macro y mesoforma
		Barras		Longitudinal	Macroforma
				Lateral o de orla	
				De obstáculo	Mesoforma
		Gravas	Longitudinal	Macro-mesoforma	
			Transversa		
		Cantos blandos	Longitudinal	Mesoforma	
	Desbordamiento	Derrames	Arenas	Lóbulos de derrame	Macroforma
				Levees lineales	Mesoforma
				Levees digitados	
	Laterales	Abanicos aluviales	Arenas y gravas	Abanico simétrico	Macroforma
				Abanico elongado	
Erosión	Llanura	Surcos	-	Campos de acanaladuras longitudinales	Macroforma
				Depresiones de obstáculo	Meso y microforma
	Canal/llanura	Hoyas		Hoyas de erosión	Mesoforma
	Líneas drenaje	Canales		Encajamientos	Macroforma
	Canal			Encajamientos en antiguos canales	Macro y mesoforma

**Tabla 4-38. Elementos morfosedimentarios descritos en la inundación del río Rivillas. (1) Tamaño: Macroformas (>Dm), mesoformas (>m) y microformas (< dm)**

#### 4.8.4 Depósitos de llanura de inundación

Dentro de este grupo englobamos a todas las formas sedimentarias encontradas en la llanura de inundación, con excepción de algunos abanicos aluviales y formas de derrame. La llanura de inundación del río Rivillas se encuentra confinada en sus

márgenes, y por tanto durante la inundación el comportamiento de las aguas es más parecido a un canal, con estructuras tractivas y energéticas más propias de este, que de una zona de decantación y baja velocidad. Las formas que encontramos son: acumulaciones arenosas (*sand flats*), barras longitudinales, de orla y de obstáculo, algunas barras de gravas y acumulaciones o barras de cantos blandos.

#### 4.8.4.1 *Sand flats*

Las acumulaciones arenosas o *sand flat* (Figura 4-51) son de tamaño medio y grande (macro y mesoforma) que aparecen tan solo en uno de los tramos (Parque Acuático) donde forman barras compuestas y combinadas. Según Ramos (1992) en estas acumulaciones arenosas el régimen hidráulico es bajo y se encuentran muy cerca de la superficie, a punto de emerger. Esto las convierte en un buen indicador que se acerca a el nivel máximo de la crecida en caso de quedar bien conservadas, como es este caso, con apenas unas ligeras incisiones en momentos de aguas bajas.



Figura 4-51. Acumulación arenosa en el tramo del parque acuático

#### *Barras*

Se han estudiado mucho las barras formadas en ríos de gran tamaño y caudal importante, barras que funcionan durante episodios de caudal inferior al *bankfull* y por tanto son barras de canal. Las barras consignadas en esta inundación se forman fundamentalmente sobre la llanura de inundación, que no presenta las mismas características que un canal normal, adaptado a un flujo más o menos constante. No hay

referencias sobre si la aserción de que “el tamaño de las barras está en relación directa con la magnitud del canal” (Díaz, 1984) se cumple también para barras generadas por desbordamiento durante una crecida. Existe una clasificación por parte de Miall (1996) que distingue los depósitos fluviales según su arquitectura e incluye como barras a: barras de gravas y formas del lecho (*bedforms*), formas del lecho arenosas (*sandy bedforms*) y macroformas de acreción lateral (*lateral-acretion macroforms*). A cada elemento arquitectural le asigna una litofacies, geometría y relaciones, pero no se le asigna un modelo de formación asociado a su origen hidráulico. El modelo Bijou Creek (Mc Kee *et al.*, 1967), propuesto por Miall (1977), indica que las barras se desarrollan más frecuentemente en los máximos de la inundación y caída del flujo. Existen otros trabajos que relacionan barras con caudal máximo de la crecida y velocidad de caída del flujo, como el de Jones (1977), que sugiere que “los ríos con un pronunciado pico de crecida y una rápida caída del caudal máximo, el movimiento de las barras tiene una corta duración temporal y se producen pocas modificaciones en la morfología excepto en la zona frontal de la barra. Si la caída del caudal máximo de la crecida es lenta se superponen *sand waves* que erosionan de forma convexa la barra”. La crecida del río Rivillas, como se desprende del análisis de los caudales y precipitaciones de los apartados anteriores, fue de tipo súbito o *flash flood* y las formas de las barras están, por tanto, bien preservadas excepto en la parte frontal, donde tal y como indica Jones, las corrientes de retorno han retocado la zona frontal. El modelo que parece encajar mejor con lo observado en campo es el de caída rápida del caudal máximo y funcionamiento de las barras durante poco tiempo, lo que puede explicar parcialmente el que no existan barras de gran dimensión en puntos concretos de la llanura tal y como ocurre en los desbordamientos de ríos permanentes descritos por ejemplo en la península ibérica por Díez (2001) para el río Alberche y Garzón y Alonso (2002) para los ríos Jarama y Guadarrama.

En todas las secciones que hemos descrito para barras arenosas aparece en la base un surco de erosión, seguido por un lag basal de cantos y gravas, para después comenzar la secuencia de depósito estratificado de la barra.

El modelo de estratificación se ajusta bien al propuesto por Hein y Walker (1977) para la génesis de barras de gravas, pese a ser nuestras columnas fundamentalmente

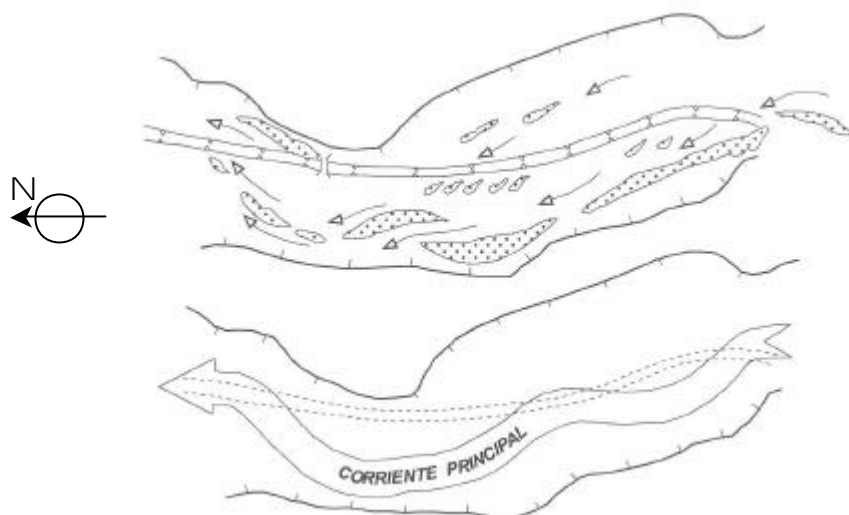
arenosas. Estos autores sugieren tres etapas evolutivas: (1) movimiento de mantos difusos de gravas, (2) a partir del lag crecen barras de tipo longitudinal, transversa o diagonal y (3) aparece estratificación en ellas controlada por el caudal líquido y sólido circulante y la simetría del flujo alrededor de la barra.

#### *Barras longitudinales*

Son morfologías del lecho en las cuales pueden definirse claramente caras de avalancha y planos de migración planos. Suelen estar formadas por material arenoso de tamaño variable, grueso a fino, e incluso superpuesto a ellas aparecen estructuras de menos tamaño y material fino, limoso o arcilloso. En este caso encontramos las barras longitudinales no sobre el lecho del canal, sino sobre la llanura de inundación. Esta circunstancia se debe a la particularidad de que dada la magnitud de la crecida y la estrechez de la llanura en momentos de aguas altas, la llanura se convierte en un canal confinado de forma que las barras, supuestamente de desbordamiento, son formas del lecho. Su disposición alargada sobre la llanura de inundación o en el canal es muy nítida y las diferencia de las barras laterales, también longitudinales, pero adosadas a un abanico o al borde de la llanura de inundación. El origen hidráulico de las barras no está muy claro (Díaz, 1984), aunque se ha propuesto un posible cambio en las condiciones de flujo (Harms *et al.*, 1982). Según Sundborg (1956) están asociadas con altos estados de flujo y corrientes rápidas. El tamaño y posición dependerá mucho de la magnitud del canal, sinuosidad y el tamaño de sedimento que se mueve como carga de fondo (Díaz, 1984). A estas características debe añadirse además los cambios antrópicos, como eliminación de la vegetación de ribera o rectificación de canales. Además, el depósito que encontramos siempre está modificado por las sucesivas etapas por las que pasa una inundación (de forma general: subida de los niveles, desbordamiento sobre la llanura, periodo de crecimiento continuo de los caudales, caudal máximo con parada en el punto álgido y descenso progresivo con aumentos puntuales de caudal). El tamaño que alcanzan es muy variable, su longitud va desde los 200 m hasta unas pocas decenas de metros, la anchura oscila entre los 3-15 m y su potencia entre 15-60 cm. Los materiales encontrados son fundamentalmente arenas de tamaño medio y grueso, a veces con algunos cantos intercalados.



La circulación de flujo por la llanura de inundación supone un modelo especial (Figura 4-52). La posición de las barras a lo largo del perfil longitudinal se dispone en forma de media luna respecto al eje del canal, y lo cortan para tomar la forma inversa en la margen contraria. Este encadenamiento de sucesivas barras longitudinales lo interpretamos como una tendencia del flujo a circular durante los momentos de caudal más elevados, de forma meandriforme, es lo que hemos llamado “sinuosidad del flujo”. A veces, las salidas del canal generan un lóbulo de derrame, que se desarrolla posteriormente como una barra longitudinal (Figura 4-56A), pero cuando el flujo supera con creces la capacidad del canal, lo que aparece es una secuencia de barras separadas por zonas de by-pass sin depósito. Este hecho, puede considerarse análogo al observado para canales experimentales por Simons *et al.* (1961), los cuales indicaron que para ríos con una alta relación anchura-profundidad la corriente principal meandriza de lado a lado y forma barras alternas. Esto que se definió para un modelo de río de tipo braided funciona de forma similar para una llanura de inundación amplia en la cual la relación anchura-profundidad es alta. En la naturaleza Garzón y Alonso (2002) proponen una situación parecida para el río Guadarrama con desbordamiento alternante de un lado al otro de la llanura en episodios de crecida.



**Figura 4-52. Esquema del flujo sobre la llanura del tramo de Cansini durante la crecida con desbordamiento en toda la llanura de inundación. La posición de las barras longitudinales sustituye al funcionamiento meandriforme**

#### *Barras laterales o de orla*

Son acumulaciones de depósitos en los márgenes de la llanura en zonas de baja velocidad. Son buenos indicadores de la zona periférica de inundación, ya que se producen siempre en zonas de remanso producidas por entrantes en los que el depósito es sobre todo por decantación de materiales finos o por migración de formas en bajo régimen de flujo. Los depósitos son limosos con laminación paralela o de bajo ángulo, a techo podemos encontrar algunos ripples de cresta recta y ondulada. A veces estas barras son de retoque de abanicos que llegan a la llanura y en ellas los materiales son más gruesos y las estructuras indican velocidad y energía mayores. Estas formas suponen la diversificación del flujo durante la crecida con presencia de zonas de remanso, son además buenos indicadores de zonas limítrofes de la crecida en ausencia de bandas de detritus flotantes y su diferencia en cota con las bandas de detritus flotantes es de 10-20 cm en cota por lo que pueden servir de indicador aproximado del calado máximo de la crecida.

#### **4.8.4.2 Mesoformas**

##### *Barras de obstáculo*

Son barras en zonas de sombra clasificadas como mesoformas aunque su tamaño va a ser muy variable, condicionado por el tamaño del propio obstáculo. Se generan en la zona de baja velocidad del flujo aguas abajo de un obstáculo, que crea zonas de contracorriente y remanso. El tamaño de los materiales es medio-fino, encontrándose arenas y limos que a veces presentan estratificaciones cruzadas planares de rizaduras de bajo régimen de flujo con cresta recta u ondulada. Son elementos formados a la sombra de árboles en la llanura de inundación, pero sobre todo asociadas a elementos antrópicos en la llanura, como son pozos, vallas, acumulaciones de escombros de gran tamaño, etc. Estas formas suponen la diversificación del flujo en la crecida. Son zonas de depósito no erosionado en momentos de alta energía debido a su especial protección, y por tanto unos marcadores de calado no desdeñables en ausencia de elementos mejores.

#### *Barras de gravas*

Estas en su mayoría son debidas a la acción del hombre, ya que excepto en contadas ocasiones no existe en la llanura de inundación del río Rivillas material grueso que transportar. Las barras encontradas suelen ser de objetos dejados sobre la llanura, como escombros de construcción y de fábricas. A veces las barras son naturales formadas a partir de encostramientos de carbonatos. La organización se produce de dos formas, longitudinalmente y transversalmente.

#### *Barras de cantos blandos*

Son morfologías peculiares, que no se han encontrado descritas en la literatura asociadas con actividad antrópica, tan solo por ocurrencia natural. Suelen estar formadas por arenas y cantos blandos de arcilla, heterométricos de hasta 30 cm de diámetro y subredondeados (Figura 4-56B). Estos materiales proceden de la erosión de la capa de suelo agrícola y están relacionados con las prácticas de cultivo pues inmediatamente bajo la capa levantada aparecen lineamientos producidos por las rejas de arados que profundizan varios centímetros. Las barras no son muy elaboradas, a veces con imbricación, espesores de hasta 40 cm y representan momentos de formación en los que existe alta energía y capacidad erosiva, como son las primeras etapas en la inundación.

Estos depósitos aportan datos sobre los primeros momentos de alta energía de la inundación y una valiosa información sobre las condiciones físicas de velocidad y tensión de cizalla local. También suponen la confirmación sobre lo perjudicial de prácticas de cultivo inadecuadas en la llanura de inundación.

#### **4.8.5 Depósitos ligados al desbordamiento (derrames)**

Encontramos a lo largo de todos los tramos un buen número de morfologías de salida del canal (Figura 4-56C). Estos derrames ó *crevasse splay* se han clasificado en varios tipos: lóbulos de derrame (si generan una clara estructura lobular sobre la llanura en la que se produce una migración del depósito), depósitos digitados (cuando la sedimentación es brusca y el depósito apenas discurre unos metros fuera del canal y además se encuentra disectado y retocado), y por último depósitos de levee (cuando se

dan acumulaciones sobre la propia orilla del canal u *overbank*), éstos últimos pueden ser lineales o bien digitados. La presencia de numerosos derrames en todos los tramos estudiados indica una insuficiencia clara en la capacidad de desagüe que tenía el canal, tanto en aquellos tramos en que se encuentra de forma original, como en aquellos en los que se ha rectificado.

Los derrames en general son buenos indicadores del inicio de la crecida. Algunos de ellos como los digitados inclusive aportan información relevante sobre la evolución de la inundación, pues están retocados en varias fases

#### *Lóbulos de derrame*

Llamamos lóbulos de derrame a depósitos de derrame elongados que pueden llegar a alcanzar los 160 m de longitud y 30 m de anchura. Estos depósitos suelen estar retocados por el flujo de avenida una vez se encuentra el río desbordado sobre la llanura, y se produce migración de los materiales. Lo forman arenas medias y gruesas e incluso cantos, que van disminuyendo de tamaño según nos alejamos de la zona de salida. Las estructuras, cuando se observan, indican direcciones perpendiculares al canal en los momentos iniciales, pero luego siguen direcciones paralelas asemejándose a una morfología tipo “barra longitudinal”. Se asocian con cambios bruscos, en la anchura del cauce (contracciones-expansiones) y en la curvatura del canal, también aparecen muy ligados a zonas con modificaciones del canal natural y rectificaciones en el canal artificial.

#### *Levees lineales*

Son acumulaciones de arenas de tamaño medio y fino llegando a depositarse algunos limos, aunque ocasionalmente aparecen materiales gruesos. Se producen en el borde del canal y asociados con la vegetación de ribera de porte bajo (Figura 4-56D). Forman extensiones de tamaño variable, hasta 50 m de forma continua a lo largo del canal. La longitud es pequeña, como máximo 3-4 m y el espesor muy variable, se han observado hasta de 40 cm en algunos puntos. Las estructuras presentes son rizaduras de cresta ondulada o sin estructura presente. Los levees lineales se depositan también a partir de las zonas de malecón artificial aprovechando la protección en la zona de sombra.

#### *Levees digitados*

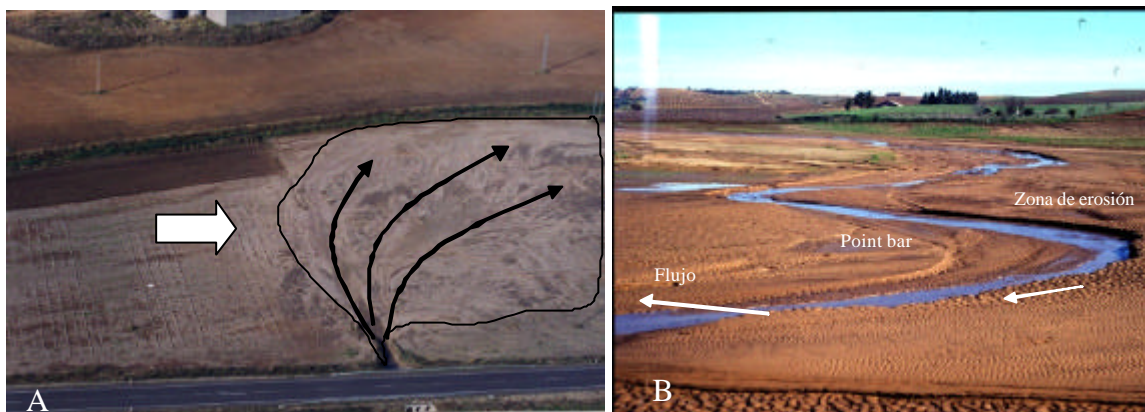
Son derrames de pequeño tamaño que se encuentran muy cerca del canal y que representan depósitos de margen, con la diferencia de que han sido modificados posteriormente por la corriente principal que circula sobre la llanura, y sobre todo, por la corriente de retorno al cauce una vez ha disminuido la inundación y se recuperan los niveles normales (Figura 4-56E). Se han descrito por primera vez para esta inundación (Moya *et al.*, 1998a y 1998b) y representan un buen indicador para interpretar la evolución de la crecida, pues se forman en los primeros momentos de la inundación y son retocados en todas las etapas. La morfología digitada procede de la reorganización sigmoide del depósito, que inicialmente sale perpendicular al canal, pero luego es retocado paralelamente a la dirección del flujo. Por último el retorno de las aguas forma canales entre lóbulos y los individualiza. Son morfologías de margen de canal y se encuentran por tanto muy ligadas a la vegetación de ribera, sobre todo la de porte bajo como cañas, juncos y zarzas, que los favorecen al crear zonas de sombra.

#### **4.8.6 Abanicos aluviales**

Los abanicos aluviales son el resultado de un depósito masivo de los materiales erosionados por las lluvias intensas que son arrastrados por arroyos generalmente de alta pendiente hacia los colectores principales, como el río Rivillas. Al llegar a la llanura de inundación, con baja pendiente, los materiales formaran un abanico de mayor o menor tamaño en función del grado de erosión de la cuenca y su tamaño vertiente.

Los abanicos aluviales son muy importantes en zonas áridas con abundante disponibilidad de sedimento que es arrastrado durante inundaciones relámpago con elevada energía (Bull, 1977). La cuenca del río Rivillas no puede considerarse una zona árida y por tanto la red de arroyos debería cumplir una función de transporte de sedimentos, que no llegarían de forma masiva a los cauces. En la cuenca no se presentan grandes abanicos, sólo elementos de pequeño tamaño, pues la cuenca vertiente es pequeña y las pendientes de la misma tampoco son muy grandes, entre 3 y 10 %. En la actualidad la mayor parte de la cuenca ha sufrido una intensa deforestación y en algunos casos transformación a cultivos de olivar y viñedo, que dejan al suelo desprovisto de su vegetación protectora y que ha desencadenado que durante la inundación llegase gran

cantidad de sedimentos. Los abanicos se han generado cuando existen arroyos de orden 1 ó 2 que vierten directamente al río Rivillas. Los abanicos encontrados tienen dos morfologías en planta: simétricos y elongados (Figura 4-53). Los primeros son abanicos en los que no hay un retoque posterior de los depósitos por parte de la corriente principal, mientras que el segundo grupo si que han precisado de una fuerte corriente para desplazar los depósitos aguas abajo.



**Figura 4-53. Abanico aluvial a la salida de un arroyo de orden 1 en el tramo de Cansini (A). El abanico está muy retocado aguas abajo (abanicos elongados). En B, detalle de la superposición sobre el abanico de una red fluvial de tipo meandriforme en la que pueden observarse *point bars* y zonas de erosión**



**Figura 4-54. Abanicos generados por lluvias intensas en zonas de viñedo y alta pendiente. La ausencia de vegetación favorece los fenómenos de *piping* y la creación de abanicos en los cambios de pendiente**

En general todos los abanicos que llegan a la llanura de inundación muestran varias fases de la crecida: una primera fase en la que el depósito del abanico llega a la llanura antes de que el río se desborde, una segunda fase de retoque de los depósitos y en la tercera fase ya descienden las aguas y se forma un nuevo abanico, esta vez simétrico al no sufrir retoques. La segunda fase posee varios subepisodios. Los hechos que se interpretan a partir del análisis de los abanicos indican que los afluentes mayores mantienen una capacidad adecuada de transporte y no generan abanicos en su confluencia con el río principal. Los afluentes menores no conservan con una adecuada capacidad de transporte y generan abanicos. El sedimento procede de la erosión por lluvias intensas en la cuenca, pero también de los propios cauces, que en muchos casos estaban rellenos por labores agrícolas. Las labores agrícolas y cambios de usos del suelo han jugado un importante papel en la producción de sedimentos, por ejemplo los olivares y viñedos en zonas de pendiente superior al 3% son los cambios de uso que generan una erosión más intensa en la cuenca (Figura 4-54). El desbordamiento tuvo energía suficiente como para removilizar todo este material depositado, ya que muchos abanicos se encuentran muy retocados.

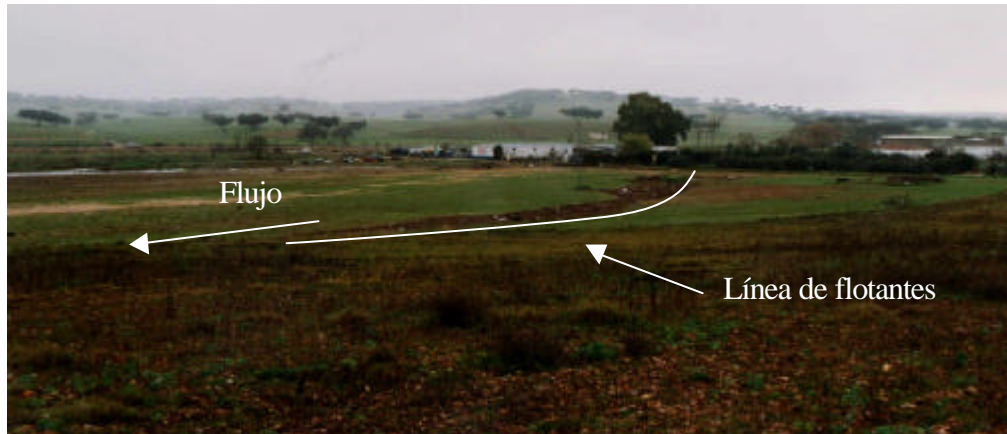
#### **4.8.7 Otros depósitos**

Englobamos en este apartado a aquellos depósitos que no tienen una entidad grande, pues no están formado por sedimento rocoso, sino por objetos flotantes, o bien aquellos que son de pequeño tamaño.

##### **4.8.7.1 Depósitos lineales o marcas de nivel**

Se han encontrado además de estas morfologías otros depósitos de crecida, como las bandas de detritus flotantes o “*flotsam*” (Figura 4-55) descritas para el método hidrológico, que son buenos indicadores de nivel mínimo alcanzado por las aguas, como líneas de limo adheridas sobre superficies planas (casas, base de los postes de la luz, muros). No se han analizado como formas sedimentarias, pues la variabilidad del depósito es muy grande en cuanto a su localización espacial, espesor, longitud y cualquier otra variable. Tampoco se han cartografiado en los mapas por esta razón, pero sí se han registrado y empleado como test de control para el modelo paleohidrológico. Las bandas de detritus flotantes encontradas en la inundación del río Rivillas presentan

además de la clásica vegetación y botellas de plástico, aparecen numerosos objetos que actúan de marcadores como bidones de gasolina, vehículos y prácticamente cualquier elemento con flotabilidad.



**Figura 4-55. Bandas de elementos flotantes en el tramo del desguace de coches (tramo de Galache-Desguace “Bru”)**

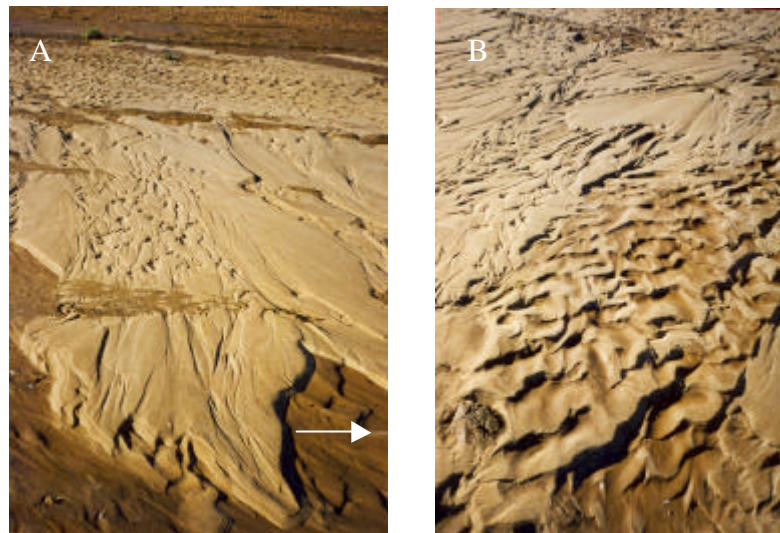




**Figura 4-56. Barra longitudinal de arenas (A) en la llanura de inundación por expansión de un lóbulo de derrame. Sobre ella hay estructuras menores sobreimpuestas. Barra incipiente de cantos blandos (B). Depósito de derrame (C) en forma de lóbulo a partir de un puente. Depósito de *levee* lineal (D) en la zona de la cuenca baja. Depósito de *levee* digitado (E). La corriente de salida genera un depósito inicialmente perpendicular al canal, para luego retocarse aguas abajo por el flujo principal. Nótese el fuerte retoque posterior del depósito**

#### 4.8.7.2 Micro y mesoformas

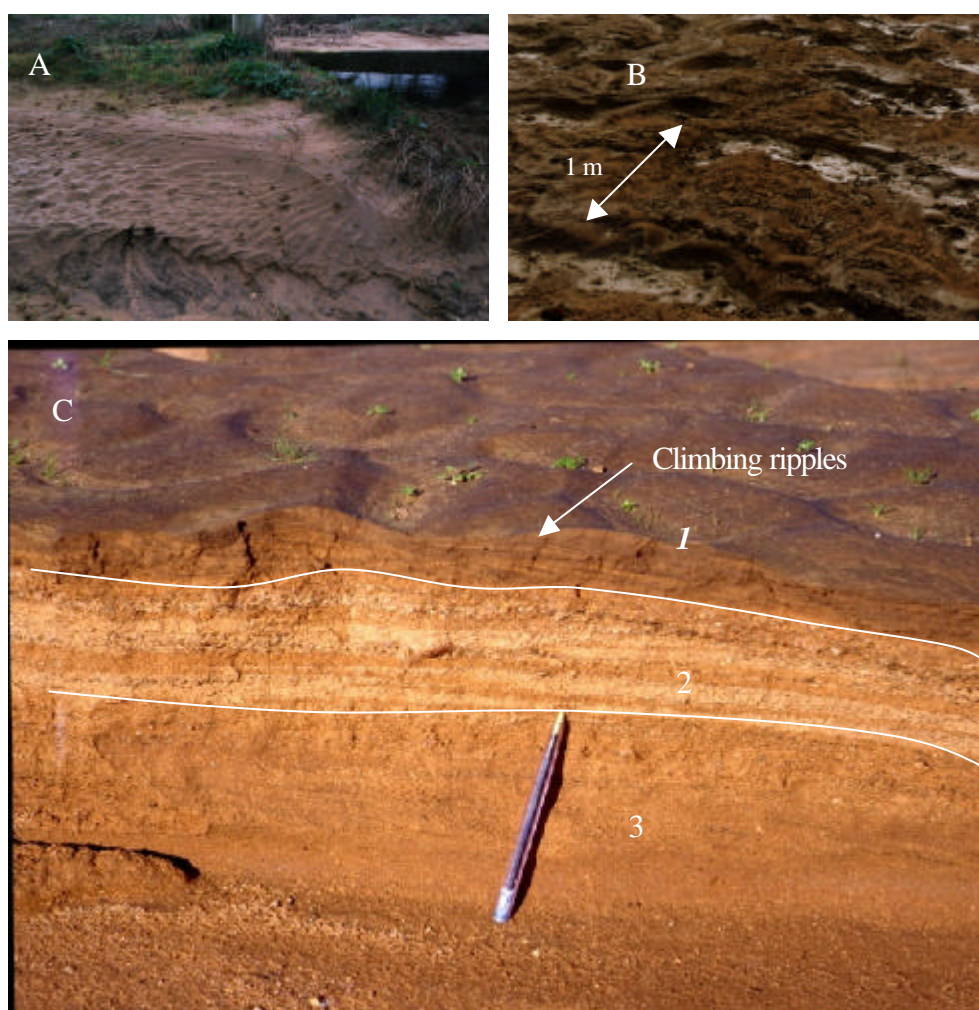
Otro de los elementos significativos aunque no a escala cartografiable son las microformas de depósito (Figura 4-57), como ripples de varios tipos o grietas de desecación, que se han omitido, o en su caso incluido dentro de formas de tamaño mayor. En general se han encontrado diversos tipos de ripples debidos a corrientes unidireccionales y descritos en la literatura (Harms *et al.*, 1982): de cresta recta, ondulada, linguoide y en media luna, algunos ripples escalantes (*climbing ripples*), laminación lenticular y laminación paralela. Las mesoformas tampoco se han cartografiado como tales, se han incluido una descripción dentro de la morfología principal que la contiene. Y se han encontrado sobre todo megaripples 3D de cresta ondulada, megaripples 2D y *parting lineation*. Dichas formas no son adecuadas para extraer conclusiones generales, puesto que se forman en microambientes de flujo, que se pueden encontrar prácticamente en todos los tramos y durante todas las fases, pero si que pueden arrojar luz sobre el funcionamiento seguido en un punto concreto y llegar a interpretar la secuencia de crecida.



**Figura 4-57. Microestructuras en el depósito de la inundación generadas en fases terminales de la crecida. (A) abanicos superpuestos a estructuras de corriente perpendiculares y (B) ripples**



En la figura 4-58 puede verse estructuras formadas por el retorno al canal, que generan ripples de cresta ondulada y linguoide (A), estructuras del momento álgido de la crecida, con la migración de las grandes dunas y desarrollo de megaripples 3D (B), e incluso en algunas zonas una secuencia de eventos en la vertical, como por ejemplo en (C) un nivel basal muy energético (3) seguido de estratificación cruzada por migración de barras (2) y por último la aparición de ripples escalantes que marcan un punto de alta sedimentación en relación a la capacidad de migración, normalmente cercano al máximo de la crecida (Rico, 2004).



**Figura 4-58. Microestructuras en el depósito de la inundación. (A) *ripples* linguoides y de cresta ondulada de retorno al canal, (B) *megaripple* 3D y (C) secuencia compleja con distintos tipos (1) *ripples* escalantes (*climbing ripples*) a techo, (2) estratificación cruzada y planar de mantos de abanico y (3) acumulación masiva**

#### **4.8.8 Formas de erosión**

Para las formas erosivas no se ha seguido el criterio de tamaño como un elemento clasificador, ya que no existen muchas tipologías de formas erosivas y el tamaño de las mismas puede variar considerablemente, así encontramos hoyas de erosión de 20 metros de anchura y hasta 2 m de profundidad, y en otras zonas la misma forma puede tener unos pocos centímetros.

En la llanura de inundación del río Rivillas aparecen formas de erosión asociadas con una elevada energía y una escasa carga transportada, siendo la resultante de ambas la retirada del material del sustrato, bien sean depósitos anteriores en el canal o llanura, o bien materiales de relleno de canales y campos de cultivo. Algunas erosiones se producen de forma puntual asociadas a discontinuidades locales, como escalones, presencia de obstáculos, saltos de agua y salidas del canal, pero también se encuentran discontinuidades generales que llegan a ocupar amplias extensiones y cuya interpretación genética es distinta. En la mayor parte de las formas encontradas, la acción del hombre ha jugado un importante papel, aportando elementos a la llanura como son bloques de gran tamaño desgajados de una valla que producen depresiones en cola de caballo, carreteras que cruzan los cauces fluviales y crean aguas abajo vórtices del flujo que derivan en erosiones intensas, estrechamientos y confinamientos de la llanura que aumentan la velocidad de forma local, rellenos de canales antiguos en la llanura que son puestos de nuevo al descubierto. No se hace necesario por tanto una clasificación de las formas en antrópicas y no antrópicas, puesto que en mayor o menos medida casi todas son productos de transformaciones puntuales del sistema aluvial. Es relevante asimismo señalar el papel jugado en la formación de surcos y hoyas por el sustrato arcilloso de la llanura de inundación. Según Leeder (1982), “una gran superficie arcillosa comparada con una superficie con alto volumen de arenas de cuarzo aumenta la importancia de los efectos sobre ella”. Los trabajos en campo han mostrado que el sustrato de la llanura de inundación era arcilloso al menos desde el tramo “Casa de Huerta Peña” en la cuenca alta, hasta la ciudad de Badajoz.

#### **4.8.8.1 Surcos y hoyas de erosión**

Las acanaladuras (*longitudinal scour*) y depresiones de obstáculo se consideran microformas, con tamaño inferior al decimétrico (Díez, 2002), pero esto solo considera la forma de una manera individual, ya que cuando observamos las agrupaciones en su conjunto son las formas erosivas que alcanzan una mayor dimensión, pudiendo verse campos de acanaladuras de hasta 200 m de longitud y que se extienden a lo largo de toda una margen. Otras veces solo comprenden unas decenas de metros aguas debajo de un puente sobre el río o incluso las depresiones de obstáculo, que llegan a ser de tamaño métrico. La profundidad de las formas suele comprender los 60 cm hasta depresiones de 1 cm y la anchura es variable, desde 50 cm a 1 cm. Dentro de estas formas encontramos dos tipos principales, las depresiones de obstáculo o colas de caballo y los surcos longitudinales.

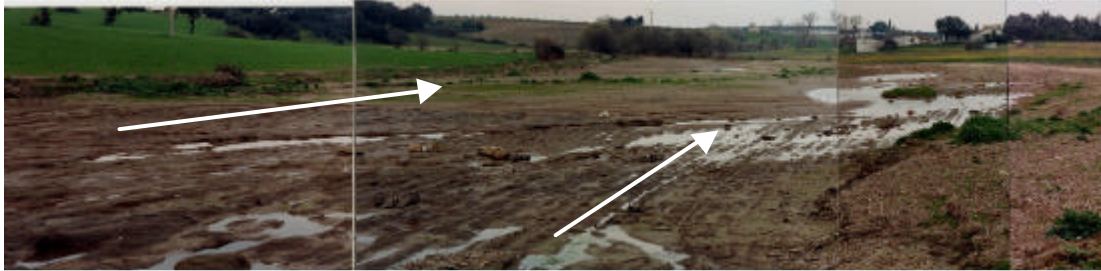
#### **4.8.8.2 Depresiones de obstáculo**

Las depresiones de obstáculo más notables las encontramos asociadas con elementos naturales, como árboles, y con elementos antrópicos que se encuentran en la llanura abandonados, o bien que han sido arrastrados por las aguas en un primer momento y depositados en la llanura después (Figura 4-61A). Tienen forma de media luna o cola de caballo, la parte central que se encuentra justo delante del obstáculo, es más profunda que las laterales debido a una vorticidad más intensa. A ambos lados hay dos colas que poco a poco van difuminándose al perderse la perturbación aguas abajo.

#### **4.8.8.3 Campos de acanaladuras longitudinales**

Las acanaladuras longitudinales (*longitudinal scours*) se forman a partir de remolinos espirales de eje paralelo a la corriente que se sitúan muy cerca del fondo, produciendo una gran erosión al chocar sobre él. Según Allen (1969) “en cuanto el esfuerzo crítico erosivo se excede, la erosión se incrementa gradualmente, desde pequeñas acanaladuras longitudinales (*longitudinal scours*) de 0,5-1cm de anchura, a acanaladuras meandriformes (*meandering grooves*), que indican una inestabilidad transversal que afecta a las líneas de las subcapas”, y por último alcanzando la forma característica de cuchara de las marcas en flauta (*flute marks*)”. Estos últimos se propone su formación a

partir de defectos en el lecho como huecos o marcas de impactos o transporte de carga de fondo.



**Figura 4-59. Tramo del río Rivillas con acanaladuras favorecidas por las prácticas agrícolas. La flecha de la izquierda indica la dirección del flujo principal, la de la derecha los surcos de cultivo**

Todas las acanaladuras encontradas no parecen tener el mismo origen antrópico, si bien el hombre ha contribuido mucho en su formación. De todas ellas las mayores son las que encontramos favorecidas por antiguos surcos de arado en los campos de la llanura (Figura 4-59). Dichas marcas siguen un laboreo paralelo al curso principal, y esto puede haber favorecido el levantamiento del horizonte edáfico (suelo agrícola). El efecto de los surcos es tan notable, que hay veces en las que se encuentran morfologías de acanaladuras formando interferencias (Figura 4-61B). Estas acanaladuras cruzadas obedecen a una superposición de dos arados en direcciones distintas. En los puntos de cruce entre las dos lineaciones es donde el vórtice es mayor y el surco se profundiza más. La influencia de las prácticas de cultivo en la formación de acanaladuras longitudinales se pone de manifiesto cuando comparamos una zona con surcos paralelos y otra con surcos perpendiculares al sentido del flujo en crecida. Como puede verse en la figura 4-61C, el efecto es mucho menor, y apenas se forman surcos, pese a ser una zona preferencial de desbordamiento de las aguas fuera del canal artificial. Esta misma situación en otros puntos con cultivo paralelo, desarrolla surcos longitudinales de hasta 30 cm de profundidad y 6 cm de anchura. La relación entre acanaladuras y energía puede observarse en algunos puntos, como el de la figura 4-61D, en el tramo de Romera-Perales, donde aguas abajo de una perturbación causada por una carretera que cruza el río Rivillas, se produce la formación de una hoya (forma de disipación de alta energía), acanaladuras en forma de marmita (menor energía) y surcos paralelos (menor energía). No se han encontrado estructuras de alta energía excepto localizadas en zonas

donde puntualmente hay una perturbación del flujo grande, normalmente puentes y carreteras perpendiculares al río.

#### **4.8.8.4 Hoyas de erosión**

Consideradas como mesoformas y tamaño superior al métrico (Díez, 2002), las hoyas de erosión son la morfología erosiva más frecuente. Están asociadas con pasos de caminos o carreteras sobre el río, que dan lugar a saltos de agua e incrementos importantes de la velocidad y potencia erosiva (Figura 4-62 A y 4-62B). A diferencia de las anteriores, las formas no alcanzan una dimensión tan grande, como mucho hasta 5-10 m de longitud, y la profundidad es mucho mayor ya que el vórtice principal incide directamente sobre un punto fijo. Los surcos no son homogéneos en tamaño, siendo el principal muy grande y el efecto se diluye aguas abajo.

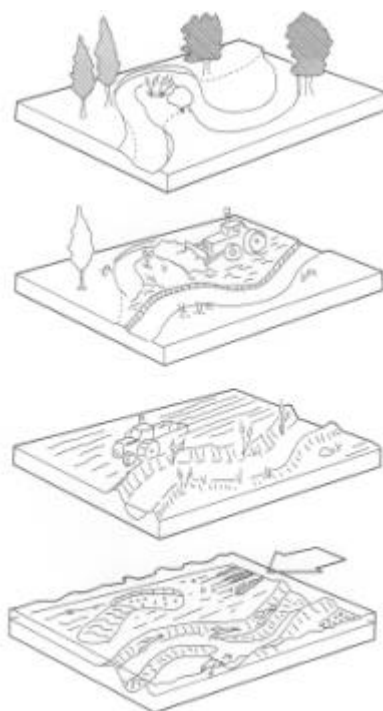
#### **4.8.8.5 Encajamientos**

Esta morfología es más propia del tramo alto de la cuenca, aunque también puede observarse en zonas más bajas, asociadas con arroyos y antigua red de drenaje afectada por las labores agrícolas de nivelación de terrenos (Figura 4-62C y 4-62D). La red secundaria de arroyos presenta en casi todas las zonas una tendencia a la sobreexcavación y encajamiento. La magnitud del encajamiento es variable. Se han observado canales en el tramo de Cansini con 30-40 cm de encajamiento, y en la cuenca alta de 20-30 cm de profundidad. Muy posiblemente la mayor parte de los sedimentos encontrados en la llanura de inundación corresponden a estos encajamientos generalizados de la red en toda la cuenca, junto con los materiales arrancados en la propia llanura, ya que no existía una gran acumulación de material preexistente en la cuenca.

#### **4.8.8.6 Recuperación de canales**

La última de las morfologías erosivas que aparecen sobre la llanura está muy ligada con la desaparición de la antigua red de drenaje del río Rivillas (Figura 4-60 y 4-62E). El trazado del río, que seguía un patrón meandriforme y en ocasiones trenzado en varios canales, fue rectificado, alineándose el canal para una mejora en las labores agrícolas sobre la llanura de inundación. Estos antiguos canales se rellenaron y nivelaron con

materiales menos cohesivos y por tanto más fácilmente erosionables. Durante el episodio de inundación, en el punto en el que las aguas circularon por la llanura, los valores de potencial energético eran altos y se levantaron los rellenos de los antiguos canales.

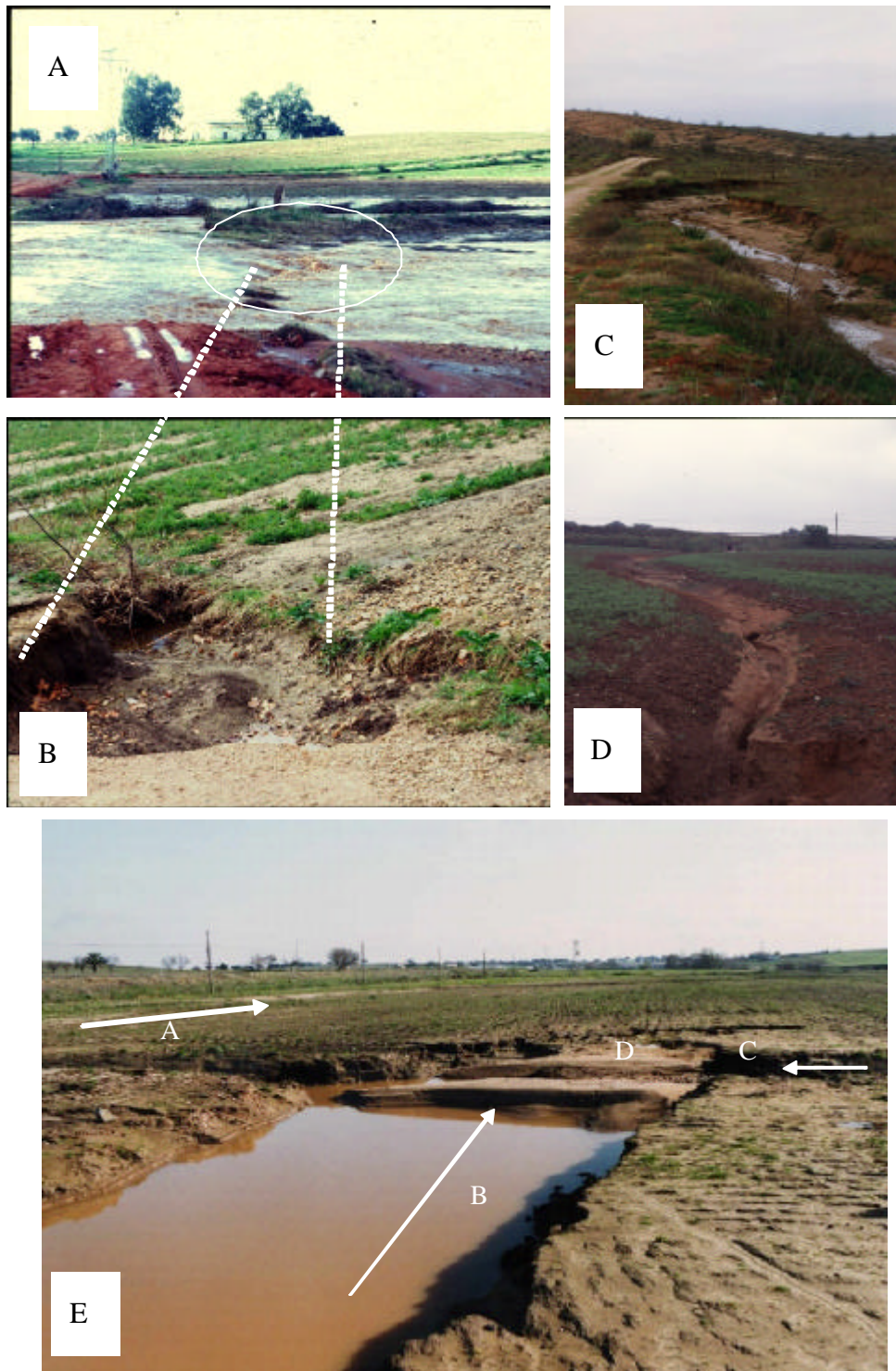


**Figura 4-60. Interpretación de la secuencia de aparición de antiguos canales en la llanura de inundación. (A) Canal original, (B) relleno de antiguos canales y rectificación del cauce, (C) nivelación y trabajos agrícolas en la llanura y (D) erosión durante la crecida y exhumación.**





**Figura 4-61. Cola de caballo (A) generada por la presencia de bloques arrancados de una valla. Surcos de interferencia (B) entre arados con direcciones distintas y acanaladura del tipo meandriforme (AM). Suaves efectos del arado perpendicular a la dirección del flujo (C). Distintos elementos erosivos (D) por perturbación del flujo producida por un puente**



**Figura 4-62. Generación de Hoyas. Formación a favor de salto en una pista (A) y forma resultante (B). Encajamientos en arroyos secundarios (C) y con erosión remontante (D). Antiguo canal en el tramo de Cansini, reexcavado por las aguas de la crecida (E), donde A: dirección del canal artificial, B: dirección del antiguo canal natural, C: dirección del arroyo lateral y D: depósito posterior de abanico del arroyo lateral.**

#### **4.8.9 Descripción y cartografía morfosedimentaria en los tramos de estudio**

##### **4.8.9.1 Cuenca alta**

La cuenca alta comprende desde las zonas de cabecera de Valdesevilla y Valverde de Leganés, hasta la entrada del río Rivillas en las zonas llanas alrededor de La Albuera. En esta zona predomina una cubierta vegetal de bosque de dehesa aclarada, pastizales y praderas, las pendientes medias son altas en la zona de dehesa, superiores al 3% aunque existen amplias llanuras al pie de los resaltes rocosos como la zona de estudio “Casa de Huerta Peña”. En la cuenca alta los procesos predominantes fueron los de carácter erosivo en las zonas altas y formación de abanicos en las bajas (Figura 4-63). La llanura de inundación presenta ausencia de depósito y cuando existe se circunscribe a los canales y zonas de márgenes. Otra característica importante es la ausencia de actuaciones antrópicas de interés, a diferencia con el resto de los tramos. Tan solo existe alguna carretera y algunos cortijos, pero no hay explotaciones ni industria. Los cauces se encuentran antropizados, realineados y casi sin vegetación de ribera.



**Figura 4-63. Erosión en la cuenca alta. Los campos se ven erosionados por las intensas lluvias, apareciendo acanaladuras y abanicos en los cambios de pendiente**

Este tramo forma parte de la cuenca alta, con bosque de dehesa aclarado (Figuras 4-64 y 4-65) y abundantes praderas, las pendientes son superiores al 3%. Los sistemas fluviales



consisten en arroyos poco evolucionados y de escasa entidad en cuanto a depósitos y morfologías. Los procesos morfosedimentarios encontrados son sobre todo erosivos por encajamientos de la red fluvial de hasta 1,5 m en el Cortijo “El Rebellado”.



**Figura 4-64. Erosión en la cuenca alta en las inmediaciones de la finca “El Hurón”. Los arroyos se encajan bastante y provocan problemas en las zonas de confluencia con las carreteras y vallas**

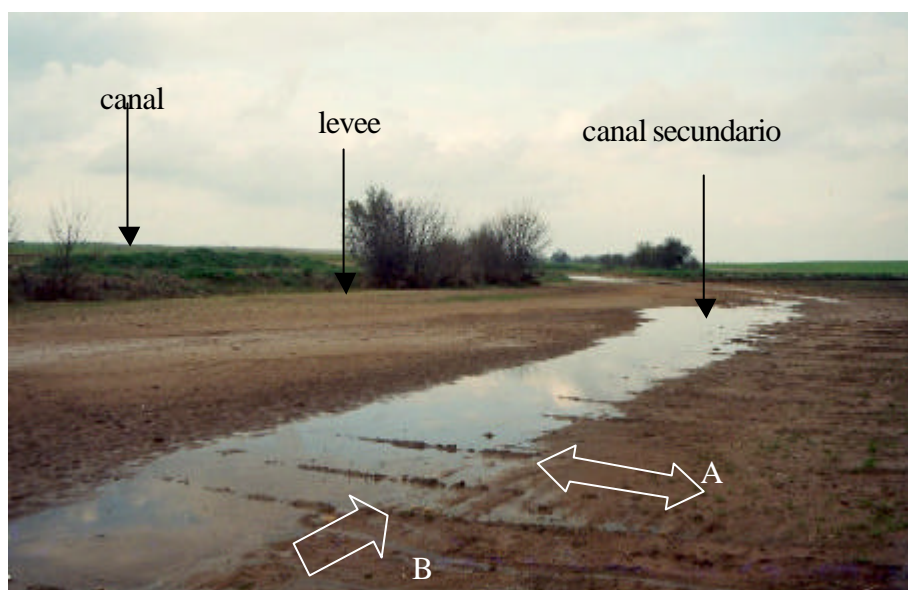


**Figura 4-65. Erosión en forma de regueros encajados en zonas de bosque de dehesa. Los escasos depósitos presentan forma de abanico y están muy controlados por las infraestructuras**



**Figura 4-66. Llanura de inundación del río Rivillas aguas arriba de la Casa de Huerta Peña (carretera La Albuera-Valverde de Leganés)**

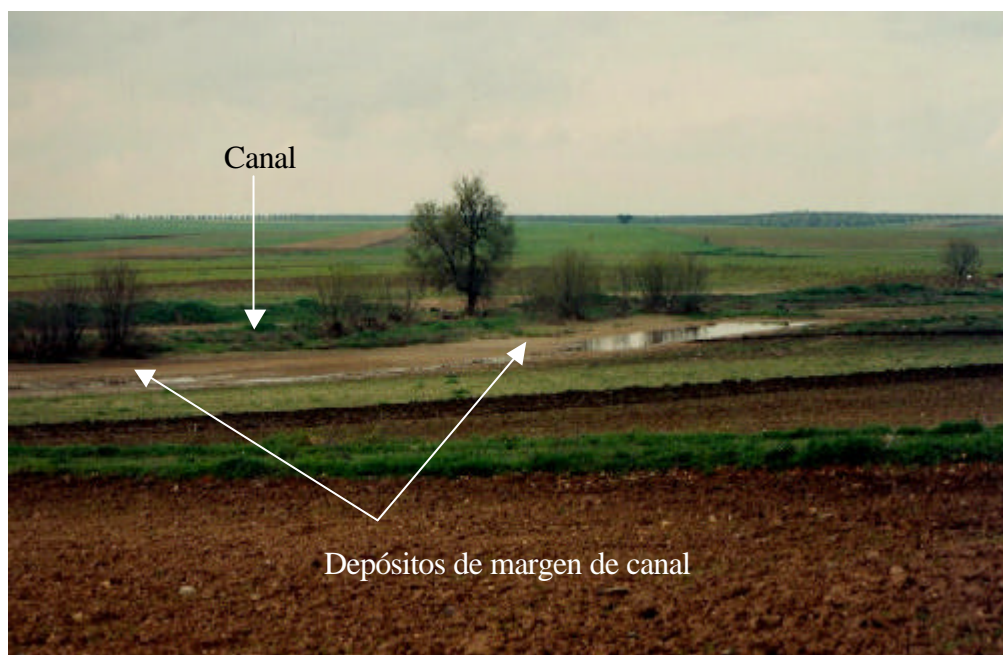
Como ejemplo de los procesos predominantes en la cuenca alta tenemos el tramo de “Casa Huerta Peña”, en este tramo el río confinado en un canal estrecho disecciona una llanura cultivada con cereales y totalmente desprovista de vegetación, tanto en las laderas como en la ribera (Figura 4-66). Los procesos y morfologías presentes no son muy variados y se circunscriben a abanicos laxos, de escasa pendiente y muy abiertos, que se depositan a la salida de la red secundaria en su confluencia con el río Rivillas, algunas barras longitudinales, depósitos de margen de canal y erosiones formando acanaladuras. Las erosiones son poco frecuentes en la zona del canal, excepto en puntos clave como zonas de desbordamiento por ruptura de los diques donde forman acanaladuras erosionando parte del sustrato y en la carretera donde se forman algunas hoyas de erosión. No hay demasiados elementos antrópicos y por tanto no dan lugar a zonas con depresiones en cola de caballo. Las acanaladuras no son muy profundas o inexistentes, puesto que en esta zona se han observado prácticas de cultivo perpendiculares al sentido del flujo, esto no impide que se genere una erosión, pero si que se observa una menor profundización (Figura 4-67).



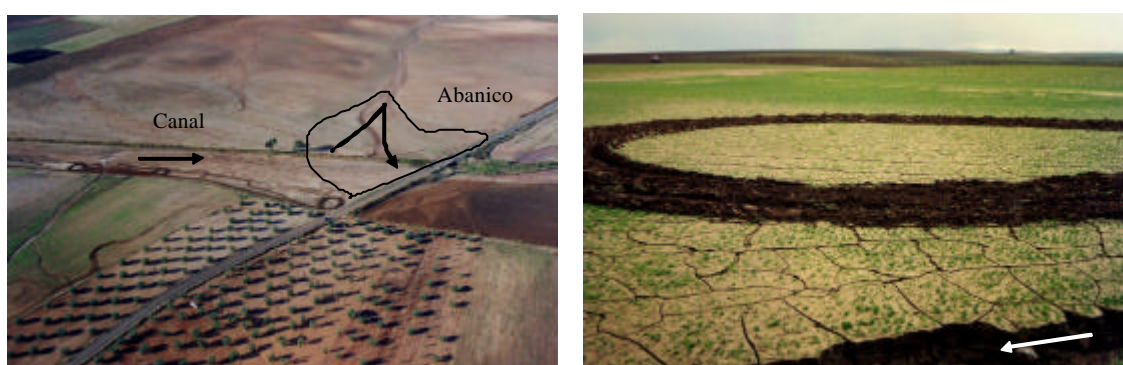
**Figura 4-67. Erosión y acanaladuras leves en la llanura. La dirección de los surcos (A) es perpendicular a la del flujo (B)**

Las barras longitudinales tienen escasa extensión, apenas unas decenas de metros (20-30 m) de longitud y 4 m de anchura. La potencia es de 20 cm y presentan algunas estructuras a techo, como ripples linguoides, producto del retoque posterior de descenso

de las aguas al canal. Los depósitos de margen de canal son numerosos. Están formados por gravas o arenas gruesas-medias, que son recubiertas por limos en algunos puntos. La formación de estos depósitos se asocia con la sobreelevación del canal artificial sobre la llanura. Además las prácticas de limpieza han originado unos diques artificiales sobre los que han crecido juncos y carrizos que favorecen la deposición en la zona de sombra (Figura 4-68).



**Figura 4-68. Depósito de margen de canal en la orilla derecha del canal artificial y favorecido por la existencia de protecciones de la vegetación**



**Figura 4-69. Vista aérea del mismo tramo, donde puede observarse la ausencia de vegetación de ribera y la rectificación del canal. El abanico es interceptado por la carretera La Albuera-Valverde de Leganés. En la imagen derecha, detalle del mismo abanico, con grietas de desecación y erosión por la circulación de agua en la cuneta de la carretera (flecha)**

Los abanicos son de tipo simétrico muy amplios y abiertos debido a su escaso confinamiento y baja pendiente, y están formados por material medio-grueso en su interior, y recubrimiento final de finos en la zona superior (Figura 4-69). Tienen pocos centímetros de espesor (hasta 40 cm) y ocupan casi toda la llanura. Dichos abanicos no han sido muy retrabajados posteriormente, puesto que se encuentran bien conservados y en muy pocas ocasiones dan lugar a barras longitudinales aguas abajo.

Las diferentes formas de sedimentación y erosión del ramo, así como sus características principales se muestran en las tablas 4-39 y 4-40 y su cartografía en el mapa 9-1 de los anexos..

Nombre	Estructura	Espesor/longitud	Clasificación litofacies Miall (1977)	Descripción
Barras longitudinales	Cruzada planar, ripples linguoides a techo	20cm/30m	St	Arenas medias y finas
Derrames de margen de canal (overbank)	Sin estructura aparente	Muy variable	Sp, Sr y Fl	Arenas de tamaño medio-fino en zonas de sombra y limos
Abanicos	Sin estructura, grietas de desecación	<40cm / hasta 80m de ancho	Ss a Fm	Arenas medias y gruesas, finos a techo. Granodecreciente

**Tabla 4-39. Estructuras sedimentarias en el tramo alto de Huerta Peña**

Nombre	Profundidad (m)	Anchura (cm)	Longitud (m)	Asociación antrópica
Acanaladura	0,2<	3	60	Surcos producidos perpendicularmente a la dirección de arado
Encajamientos	0,2<	variable	-	Relleno de cauces menores, nivelación de campos

**Tabla 4-40. Estructuras erosivas en el tramo alto de Huerta Peña**

El tramo alto es complejo de interpretar, pues no existe demasiado depósito ni formas sedimentarias, la secuencia que puede obtenerse es la siguiente: En primer lugar aparece una lluvia muy fuerte que erosiona los campos de cultivo. Todo parece indicar que el mantenimiento durante un buen rato de caudales altos en los arroyos es el causante de los encajamientos. En la llanura de inundación llegan los abanicos de los arroyos, esto puede ser coetáneo con la formación de derrames con depósitos de margen y lóbulos.

Posteriormente hay una bajada de las aguas, los abanicos se encajan en sus depósitos formando canales entrelazados

#### 4.8.9.2 Cuenca media

La cuenca media se ha diferenciado de la cuenca alta por varias razones, el canal aguas abajo de Huerta Peña deja de estar rectificado y tiene vegetación de ribera, además aumenta su caudal con la entrada de los arroyos Romera y otros de la margen izquierda, modificando la morfología del canal y llanura, que se hacen más amplios y presenta un aumento de la pendiente. Esta zona es la más importante desde el punto de vista morfosedimentario por el elevado número de formas y procesos que aparece. Por esta razón se han descrito y cartografiado dos tramos: Romera-Perales, y Cansini.

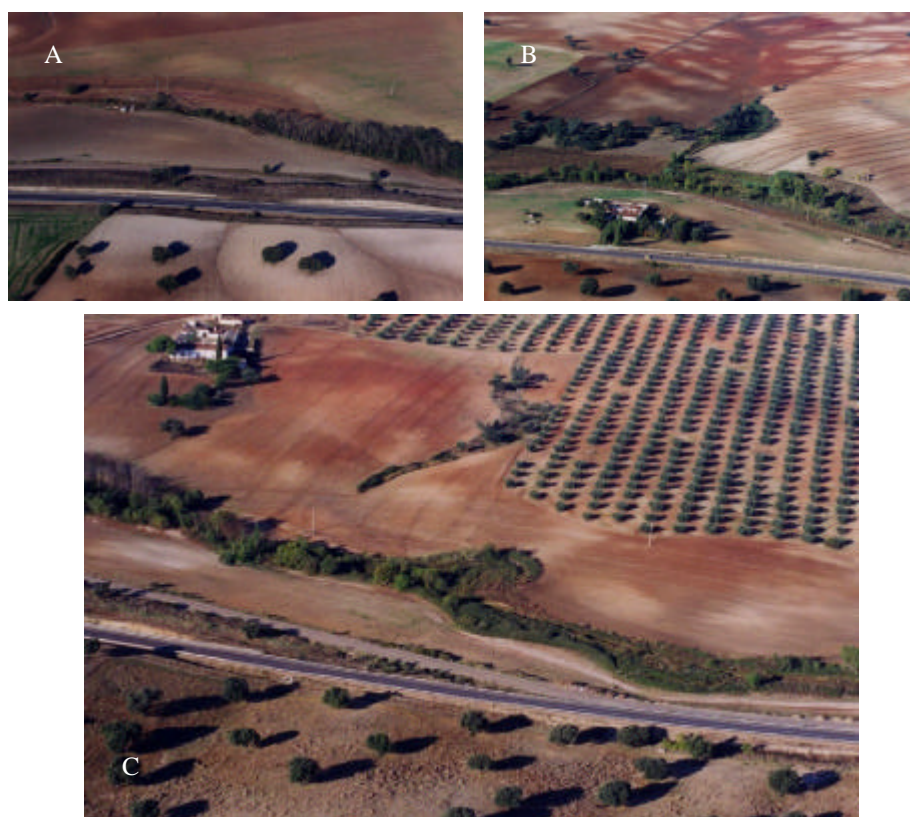
##### *Tramo Romera-Perales*

Situado entre los kilómetros 18 y 16 de la carretera N-432 Badajoz-La Albuera y con una orientación N-S, este tramo posee una llanura de inundación de unos 70-130 m de anchura con algunos estrechamientos y expansiones, pendiente media de 0,004 m/m y una vegetación de ribera más o menos bien conservada en relación a las otras zonas (Figura 4-70). En este tramo del río existen depósitos con características muy diferentes, debido a una gran variación en la morfología. Pueden encontrarse en un corto espacio, tramos densamente vegetados que aun conservan el trazado original del río, tramos vegetados con una canalización moderna que rectifica el río Rivillas, zonas abiertas sin vegetación, estrechamientos y otra serie de variaciones que hacen que las fuerzas tractivas, zonas de sombra y profundidad del agua sean muy diversos. El tramo se ha dividido en una serie de puntos que contienen depósitos con génesis diferentes, atendiendo principalmente a su diversidad morfológica.

En este tramo los *abanicos* con mejor desarrollo se localizan en su mayoría sobre la margen izquierda del río, debido a que en la margen derecha la carretera limita el flujo de los arroyos y hace insuficiente el drenaje. Los dos abanicos que se han cartografiado en la margen derecha son ambos del tipo elongado, con un retrabajamiento importante de los depósitos. Las características generales son, depósitos entre 20 y 40 cm de espesor y hasta 30 m de anchura. Los materiales son gravas heterométricas con diámetro



hasta 10 cm y arenas gruesas (30 cm) y a techo un nivel fino limoso de 10 cm. Las estructuras presentes en el depósito son estratificación cruzada planar en el nivel limoso y algunos ripples de cresta ondulada y 10 cm de longitud de onda en el techo del depósito. En algunas zonas hay un tapiz de arenas medias a techo. Los abanicos elongados tienen algunas estructuras más, como ripples linguoides y romboidales, además el depósito presenta estratificación cruzada. El tamaño disminuye conforme se aleja del ápice.



**Figura 4-70. Vistas aéreas del tramo Romera-Perales. (A) Tramo alto hasta comienzo de la vegetación de ribera y estrechamiento. (B) Tramo bajo, casa de Los Perales. (C) Final del tramo con el río sin canalizar**

Como ejemplo el abanico denominado RA3 (Figura 4-71 y mapas 9-2 y 9-3 de los anexos) presenta una buena secuencia para interpretar distintas etapas de la inundación y ver los mecanismos de interferencia entre el canal principal y los aportes laterales. Este abanico se localiza en un tramo con vegetación de ribera situada en el borde del canal, dentro de la margen derecha del río en una zona donde la llanura tiene 50 m de anchura. El complejo sedimentario-erosivo presenta una sucesión de etapas,

comenzando por la formación de los niveles del primer abanico A1, formado por arenas gruesas intercaladas con cantos en facies Sp y de carácter masivo, sin estratificar.

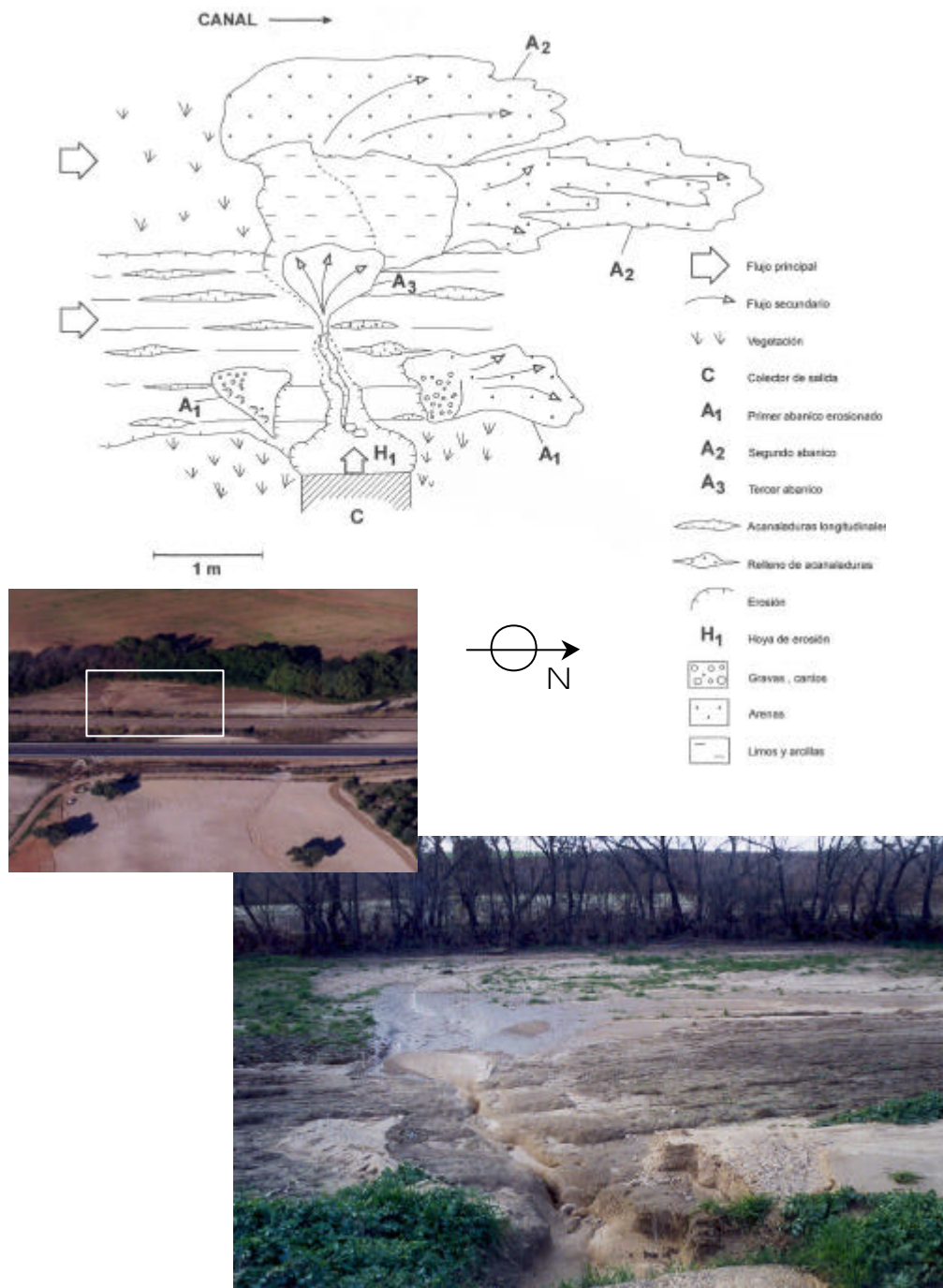


Figura 4-71. Esquema y fotografía del abanico RA3 de la margen derecha del río Rivillas en el tramo de Romera

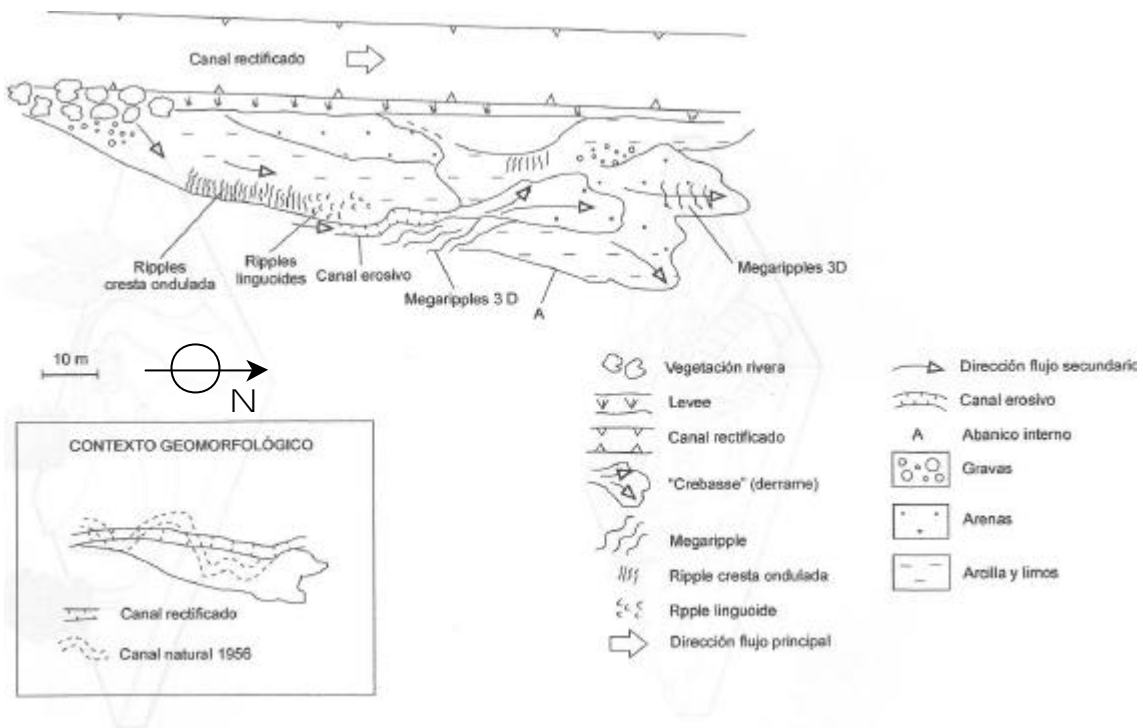
La extensión longitudinal es de 35 m y la anchura de 20 m. El espesor es variable, siendo en el ápice de 50 cm y en zonas distales de 20 cm. Los depósitos de A1 sufren posteriormente una intensa erosión y encajamiento profundo que deja dos lóbulos de arenas desconectados del resto del abanico. Encajamiento que se hace patente en el sustrato arcilloso. A partir de la gran erosión que deja acanaladuras profundas en el sustrato arcilloso se produce una hoya de erosión a la salida del colector. Los depósitos del abanico migran, dejando una forma asimétrica (A2), con desplazamiento en la dirección aguas abajo. Los caudales son altos y se dan rellenos en los surcos (litofacies Sl) por migración de arenas y cantos. En una tercera etapa de descenso en el nivel de las aguas, se decantan materiales finos (litofacies Fm) en parte de la hoya de erosión. Una cuarta etapa de reactivación del colector genera un nuevo y pequeño abanico sobre el material fino decantado. Este es de tipo simétrico, pues no está afectado por el flujo de la crecida.

#### *Lóbulo de derrame (crevasse splay)*

Encontramos derrames de tipo longitudinal de desbordamiento del canal (lóbulos). El tamaño de los lóbulos es pequeño, hasta 7 m de longitud, 2 m de anchura y 40 cm de espesor. Lo forman cantos y arenas gruesas, a veces cantos blandos y el tamaño disminuye según nos alejamos del canal, llegando a tener arenas finas. Los depósitos de margen de canal tienen espesores muy variables, a veces entre 60 cm a 1 m pero normalmente menores. La longitud del depósito puede alcanzar los 100 m, por coalescencia de derrames sobre los malecones (*levees*) del canal. Las estructuras de salida muestran estratificación cruzada planar de alto ángulo (hasta 40°) y ripples de corriente de cresta ondulada producto de la migración de formas menores en momentos posteriores a su creación. Se encuentran adosados a la vegetación de ribera.

Como ejemplo se incluye el derrame denominado RD3 (Figura 4-72 y mapa 9-3 de los anexos) situado dentro de un tramo es recto con escasa vegetación de porte arbóreo, exceptuando en la cola del derrame. En esta zona puede observarse en la fotografía aérea de 1956, un canal meandriforme y alta sinuosidad, que ha sido rectificado. Las características del depósito son unos 120 m de longitud y 30 m de anchura en la zona distal. Lo forman arenas de tamaño medio-fino y limos. Disponiéndose el material más grueso cercano al punto de salida y los finos en la zona distal. Su estructura es

compleja, con episodios de reactivación, derrames internos y canales de retorno. Las estructuras de corriente aparecen dispersas, asociadas sobre todo a los canales de retorno y en los limos. También se ven incipientes megaripples 3D de cresta ondulada y longitudes de onda de unos 40 cm. Estas estructuras están retocadas y utilizadas como canal de desagüe en los surcos. Las etapas interpretadas a partir del depósito son las siguientes: En etapas tempranas de la inundación, se produce el derrame sobre la llanura en un punto de debilidad del canal artificial. En una segunda etapa más energética los depósitos van migrando arrastrados por el flujo principal y se forman los megaripples. Posteriormente una etapa de disminución del caudal cambia la energía y altura de la lámina de agua y provoca la aparición de ripples de corriente de cresta ondulada, que posteriormente son retocados por el descenso de las aguas al volver al canal principal y se transforman en ripples de interferencia de tipo romboidal. La circulación de retorno provoca nuevos derrames, con morfologías de abanico, dentro del mismo elemento principal.



**Figura 4-72. Esquema y fotografía del derrame RD3 de la margen derecha del río Rivillas en el tramo de Romera**



### Barras

Este tramo, todavía muy constreñido permite observar el desarrollo de los diferentes tipos de barras definidos: barras de gravas, de cantos blandos, barras longitudinales y barras laterales o de orla. Las barras de gravas no son frecuentes. Se sitúan en la margen derecha del río asociadas con erosiones importantes de un afloramiento calcáreo de un encostramiento (Figura 4-73A y 4-73B). En estas zonas la cartografía nos muestra que antes se localizaba el canal natural. La barra tiene unos 25 m de longitud, 4 m de anchura y la forman cantos angulares heterométricos (hasta 25 cm de diámetro) y color blanco. No parecen contener estratificación de las gravas ni tampoco imbricaciones evidentes. La litofacies es Gm, gravas masivas con ausencia de matriz.

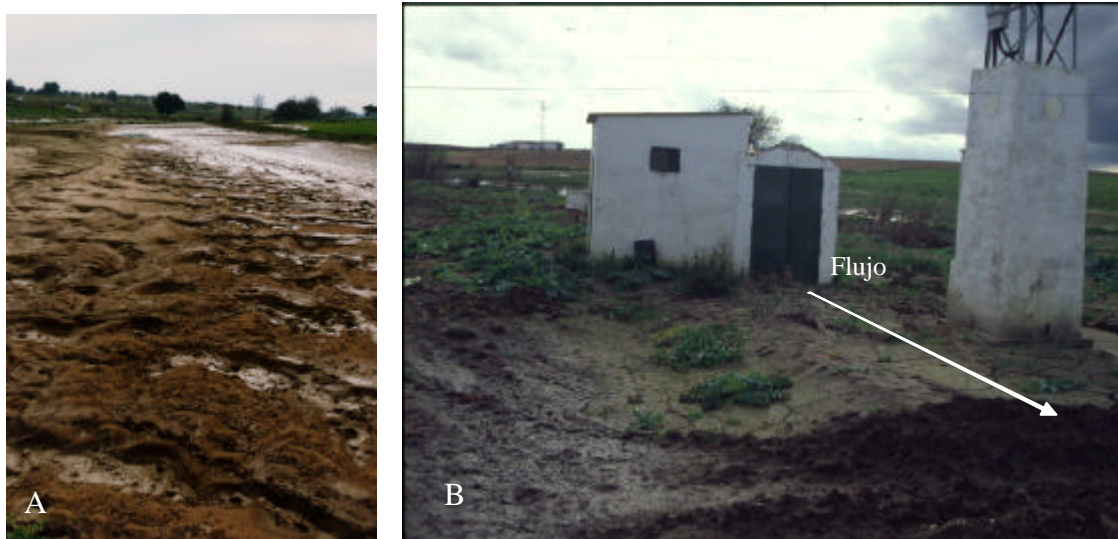
Las *barras de cantos blandos* presentan escasa proyección longitudinal, no están muy bien estructuradas (Figura 4-73C). Constituidas a partir de cantos blandos arcillosos procedentes del horizonte superficial de los campos de cultivo. El tamaño máximo es de 40 cm, sin imbricación clara. En algunos puntos puede verse la interrupción del proceso erosivo, formando una cicatriz neta. El horizonte erosionado es de 20 cm de espesor.



**Figura 4-73. Erosión en el encostramiento que dará lugar a las gravas que se organizarán en forma de barras (A y B). Barra de cantos blandos (C), con ligera imbricación en el tramo de Romera-Perales**

A lo largo del tramo pueden verse varias *barras longitudinales* de dimensiones modestas (30 m de longitud, 10 m de anchura y 25 cm de espesor) comparativamente con las observadas en otros lugares del río. En alguna barra aparece un canal interior con megaripples de cresta ondulada en transición a linguoides formados por arenas de tamaño medio algo mayor que las del resto de la barra, de tamaño medio-fino (Figura 4-74A). Las litofacies encontradas son de tipo St (arenas de tamaño medio y fino) aunque a techo hay un nivel fino limoso. Las estructuras encontradas son ripples de cresta ondulada o no poseen estructuras tractivas en superficie. En algunas zonas de las barras hay *parting lineation* en superficie y arenas de color blanco.

Se han encontrado además en este tramo muchas *barras de sombra* de pequeño tamaño y tan solo una de grandes dimensiones sobre la margen derecha y a partir de la protección de un pozo (Figura 4-74B). Las dimensiones son 6 m de longitud y 2 m de anchura con espesores en la zona central de 50 cm. La forman arenas gruesas sin estratificar y en general sin estructuras de corriente, exceptuando algunos ripples de cresta ondulada en los laterales del depósito.



**Figura 4-74.** Barra longitudinal con *megaripples* 3D de cresta ondulada y alta energía del flujo en supeficie (A). La barra se encuentra retocada y hay una capa de limos en superficie y sobre el surco de los *megaripples*. Barra de sombra (B), a favor de una construcción humana sobre la llanura, pozo y torre de la luz

Hay varias *barras laterales de orla* en la llanura dentro del tramo de Romera-Perales. Todas ellas en las márgenes de la llanura, muy cerca de acumulaciones de vegetación arrastradas por las aguas y a considerable distancia (alguna de ellas a 50 m del cauce). La forma es de media luna, aprovechando incurvaciones de la llanura. El material que las forman son arenas finas y limos con espesores variables y sus medidas oscilan entre 15 y 20 cm. La longitud de las barras está entre 25 y 65 m, la anchura máxima es de 7 m. En algunas zonas el techo es plano con algunos ripples de cresta recta situados en un lateral. Longitudes de onda de las crestas de 5 cm.

Las *formas erosivas* encontradas en el tramo son muy variadas, y en general incluyen a todas las tipologías descritas para la cuenca. En este sentido es un tramo muy completo y con un funcionamiento erosivo importante. Hay acanaladuras longitudinales paralelas, meandriiformes, hoyas de erosión de grandes dimensiones, encajamientos de toda la red y erosión en canales antiguos. Las acanaladuras longitudinales son muy profundas, hasta 0,5 m y forman campos de 400 m de longitud. En esta zona es manifiesta la práctica de arado paralelo a la dirección del flujo. Se ha encontrado un aumento de la profundidad conforme nos acercamos a la fuente de perturbación, el puente de la “Colada del Tinao”. A partir de este puente, aguas abajo se desarrolla una gran hoya de 15 m de anchura y más de un metro de profundidad. La perturbación se disipa en la hoya y aguas abajo encontramos estructuras de acanaladuras de gran anchura en forma de marmita, acanaladuras meandriiformes y acanaladuras paralelas. Esta transición se produce en 30 m de distancia.

Los encajamientos de la red secundaria de arroyos son variables, como máximo de 80 cm y parecen estar asociados a rellenos de los arroyos menores para mejora en las prácticas agrícolas (Figura 4-75), hecho que no pudo constatarse pues no existen documentos gráficos ni testimonios que lo atestigüen. El último de los tipos de erosión es la recuperación de canales antiguos. El río en este tramo está parcialmente rectificado y en algunos tramos tras la avenida ha quedado puesto de manifiesto de nuevo el canal antiguo. Con erosiones de 30 cm de profundidad y 4 m de anchura alcanzando la distancia de 50 m.



Figura 4-75. Erosión en el tramo Romera-Perales, con encajamiento de la red de arroyos secundarios y retirada del horizonte superior del suelo. La anchura del tramo erosionado es de 5 a 6 metros

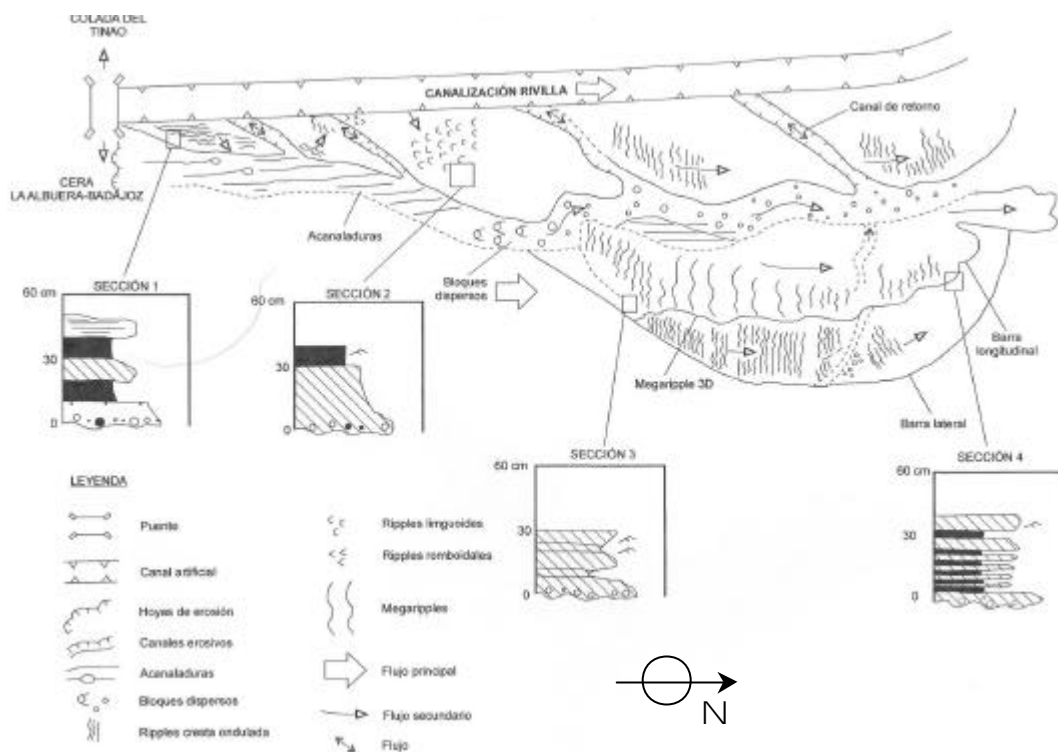


Figura 4-76. Esquema del complejo morfosedimentario RC4 con algunas secciones estratigráficas de detalle.



Como ejemplo de relación de los diversos elementos descritos, se incluye el *complejo morfosedimentario* denominado RC4 (Figuras 4-76 a 4-78 y mapa 9-3 de los anexos), situado aguas abajo de un puente sobre el río, en una zona de escasa vegetación de ribera, amplia llanura de inundación (más de 200 m) y sobre la margen derecha. El complejo lo forman elementos erosivos como acanaladuras y hoyas, gravas dispersas del canal, barra longitudinal, derrame y barra lateral de orla. Se han levantado secciones desde la zona proximal (derrame) a la zona distal (barra longitudinal y lateral), en todas ellas encontramos arenas con cantos en la base, en algunos casos con cantos blandos y hacia techo de las unidades disminuye el tamaño.

Sección 1. Localizada en la zona proximal del derrame en facies de canal de salida. Presenta varios niveles de arenas gruesas y finas, de color oscuro de 50 cm de espesor total, con estratificación cruzada de tipo planar y pueden observarse hasta tres episodios energéticos dentro de la unidad. Esta secuencia es muy parecida a la descrita por McKee *et al.* (1967) para Bijou Creek, con depósitos de desbordamiento marginales formados por alternancias finas gruesas y que se ha propuesto como un flujo que desborda, erosiona e incorpora el material fino de las márgenes del canal.

Sección 2. Situada en la zona intermedia del derrame y con ripples linguoides a techo. Presenta un nivel inferior de grano grueso con *lag* de cantos basal. La estratificación es difusa, arenas con estratificación cruzada de alto ángulo en litofacies Sp. El espesor de la capa es de 25 cm. El nivel superior lo forman arenas finas y limos, de color oscuro y presenta estratificación difusa con espesores de 12 cm.

Sección 3. Zona media de la barra longitudinal en contacto con la barra lateral. Se localizan cuatro niveles diferentes de arenas con estratificación cruzada planar y un nivel de cantos en la base. El espesor es de 30 cm. Suponen varias pulsaciones en la energía del flujo.

Sección 4. Zona distal de la barra longitudinal, con arenas gruesas intercaladas con material más fino, presenta nueve intercalaciones correspondientes a sucesivas pulsaciones. La estratificación cruzada es de surco de los megaripples 3D de cresta linguoide y 80 cm de longitud de onda y un nivel de cantos formando un *lag* basal.

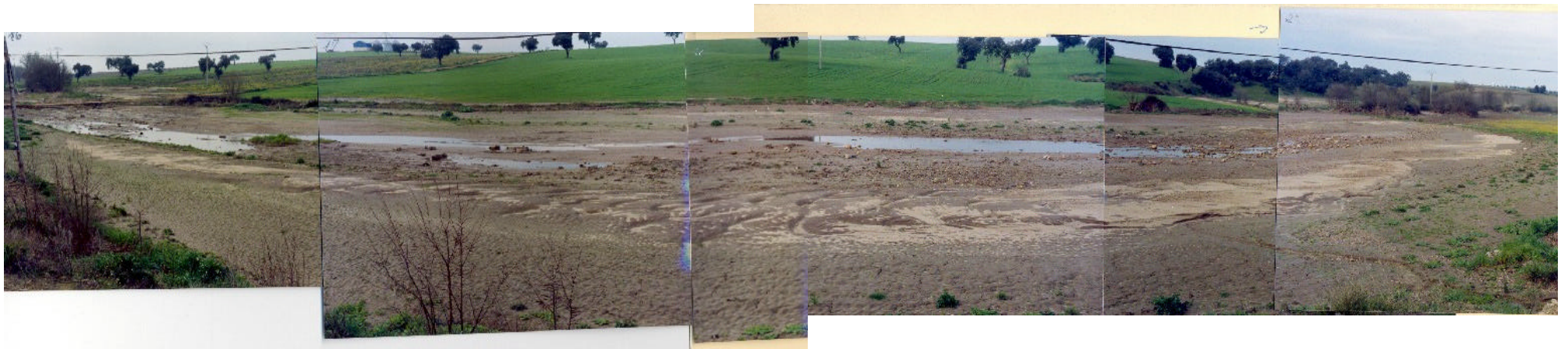
Además de las secciones descritas es importante señalar la presencia de una importante zona de erosión, que a partir del puente es muy visible. Parte de unas hoyas de erosión que se transforman en acanaladuras y surcos longitudinales, formando un canal rodeado de depósitos de la barra longitudinal y varios derrames. El canal tiene numerosos cantos

y bloques dispersos de gran tamaño (hasta 60 cm de diámetro). Las barras se encuentran disectadas por canales erosivos en los que hay estructuras de corriente que indican retorno a la canalización. En la zona frontal de la barra hay erosión, pero la forma se conserva bastante bien. Esto puede ser compatible con las aseveraciones de Jones (1977) sobre una caída rápida del flujo.

En general las barras centrales son de arena media y gruesa y la barra lateral tiene una facies limosa, con arenas finas y limos con ripples de cresta ondulada en superficie cuyas longitudes de onda son de 10 cm. Forman una orla alrededor de los depósitos arenosos. Las direcciones de los ripples y megaripples abarcan un amplio abanico. Los megaripples indican direcciones de flujo paralelas al canal al igual que los ripples de las barras de orla. En las inmediaciones de los canales de desagüe las direcciones son perpendiculares o se disponen de forma caótica en zonas donde ha existido un flujo en varios sentidos.



**Figura 4-77. Secciones del complejo RC3: (A) sección 2, (B) sección 3 y (C) sección 4**



**Figura 4-78. Vista del complejo morfosedimentario RC4**

La interpretación de la evolución del complejo durante la inundación es la siguiente: En un primer momento se producen derrames sobre la llanura por desbordamiento del canal. Después, en un segundo lugar, hay un fuerte pulso de agua y se erosionan los depósitos y campos de cultivo, aparece un nuevo canal funcional sobre la llanura. Este evento de alta energía deja a su paso un nivel de cantos y bloques dispersos por la llanura, que conformaran el *lag* basal de las columnas descritas. En una tercera etapa siguen la variación en los niveles de agua, con intercalaciones de niveles finos y gruesos, se crean las vías de escape del flujo. La circulación continua de agua por la casi totalidad de la llanura produce la migración de las arenas desbordadas, que forman megaripples en forma de surco (formas compuestas combinadas o formas 3D de Miall). El avance de los megaripples se halla sujeto a los diferentes pulsos que produce la inundación. De esta manera podemos encontrar hasta nueve niveles de intercalación de material fino y grueso en las zonas distales (sección 4). En zonas proximales el depósito solo puede registrar dos eventos de diferente energía (sección 2).

Las diferentes secciones nos hablan de un evento muy energético, capaz de movilizar cantos, para posteriormente pasar a disminuir la competencia de los materiales que arrastra. Pasan a ser arenas gruesas y finas intercaladas en pulsos. Como final de los sucesos registrados baja el nivel de las aguas y se entra en un régimen de flujo bajo, como atestiguan los ripples de corriente en superficie y las decantaciones de limos sobre la llanura. Todos estos depósitos se ven recubiertos por una capa de arenas blancas, que como ocurre en otros puntos del río parecen derivarse de una nueva reactivación de la energía y retoque de las formas.

La relación de formas encontradas en el tramo de Romera, junto con sus características principales se exponen en las tablas 4-41 y 4-42.

Nombre	Estructura	Espesor/longitud	Clasificación litofacies Miall (1977)	Descripción
Abanicos	Sin estratificar, a techo con ripples de cresta ondulada	40cm/30m de anchura	Gm, Ss y Fm	Gravas en la base, arenas gruesa-media, limos a techo. A veces con erosiones superficiales
Derrames	Sin estructuración clara a veces parting lineation posteriores	Hasta 40cm/7m	Sl	Arenas blancas de grano grueso formando crevasses retocadas en superficie por parting de alta energía. Asociados a ruptura del canal
Derrames de margen de canal (overbank)	Sin estructura	Muy variable	Sp, Sr y Fl	Arenas de tamaño medio-fino en zonas de sombra y limos
Barras longitudinales	Megaripples de cresta ondulada en transición a linguoide. Ripples de cresta ondulada	25cm/30m	St	Arenas de tamaño medio y fino sobre la llanura de inundación. En la superficie a veces hay parting lineation
Barras de sombra	Sin estructuras visibles, algunos ripples de cresta ondulada en los laterales	50cm/6m	Sp	Arenas gruesas sin estratificar. Depósitos a la sombra de un obstáculo de gran tamaño como un pozo
Barras de orla	Algunos ripples de cresta recta	15-20cm/25m	Fl	Arenas finas y limos en zonas de baja velocidad. Zonas de remanso (eddy)
Barras de cantos blandos	Con imbricación	Pocos cm/40m	Sin descripción	Cantos blandos arcillosos heterométricos (hasta 40cm), algunas arenas

**Tabla 4-41. Estructuras sedimentarias en el tramo de Romera-Perales**

Nombre	Profundidad (m)	Anchura (cm)	Longitud (m)	Asociación antrópica
Acanaladuras	0,5	0,8	400	Surcos producidos por arados de cultivo
Hoya de erosión	2	1500	3	Puente y pista de la "Colada del Tíno"
Encajamientos	0,5	Variable, hasta 600	-	Relleno de cauces menores, nivelación de campos
Canales antiguos	0,3	400	50	Rectificación de canales, rellenos

**Tabla 4-42. Estructuras erosivas en el tramo medio de Romera-Perales**

De las formas encontradas en el tramo de Romera-Perales podemos sacar las siguientes conclusiones: Las elevadas precipitaciones producen en los momentos iniciales un funcionamiento intenso de los abanicos, que arrastran materiales de zonas cercanas. La energía es grande como muestra el tamaño de las gravas arrastradas. En el canal se dan desbordamientos, que producen sedimentación de margen de canal, utilizando el levee como zona protegida para depositarse los sedimentos. Los depósitos aparecen en las zonas más débiles como los puntos de máxima curvatura del río. Una vez desborda sobre la llanura se dan las erosiones fuertes en el horizonte superior del suelo y en las zonas de costra calcárea, dejando libres gravas y cantos blandos, que se reorganizan en forma de barras. El que se hayan encontrado cantos blandos a punto de ser arrancados para su transporte puede indicar que el flujo perdió energía posteriormente ya que no progresó la acción. Las barras de arenas que se forman aguas abajo de la zona distal proceden de la reorganización por el flujo principal de los materiales que iban saliendo por el abanico, en esta misma fase, en zonas más protegidas se dan barras de orla muy cercanas al límite máximo de la inundación (están cerca de las líneas de flotantes), por lo que se estima que se forman hasta momentos cercanos a el pico de la crecida y durante la bajada de las aguas quedan retocadas, ya que se dan ripples de bajo régimen de flujo en su superficie, indicando direcciones perpendiculares al flujo. Al final del evento los abanicos arrastran arenas finas que forman el nivel superior con ripples de corriente. Al descender la lámina de agua el abanico se encaja en sus propios depósitos, formando canales de salida para las aguas. El canal interno del abanico, encajado en sus propios depósitos, indica variaciones de la lámina de agua, que al descender circula encajándose y dejando estructuras de corriente de alto régimen en el interior del canal. En el resto de los depósitos de la llanura aparecen estructuras de retoque, frecuentemente indicando movimientos de agua de retorno hacia el cauce. Estos retornos derivan en canales que se encajan sobre las formas y en los que a veces se encuentran ripples romboidales o linguoides que indican un flujo mayor.

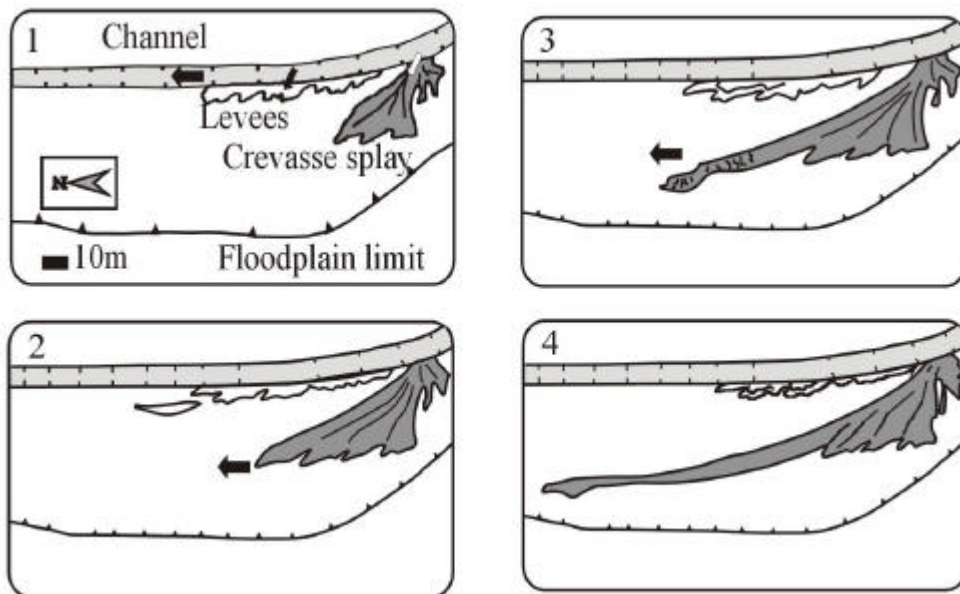
#### *Tramo Cansini*

Las formas erosivas y de acumulación se extienden prácticamente por toda la llanura aluvial. El tramo de Cansini, aguas abajo del tramo de Romera-Perales, es uno de los mejores ejemplos por su variedad morfológica (Figura 4-81). Esta variedad permite

reconstruir la secuencia de inundación, así como sus condiciones físicas. El tramo se localiza a la altura del kilómetro 13 de la carretera Badajoz-Albuera (N-432). La llanura aluvial tiene unos 150 m de anchura por término medio, y el arroyo se encuentra rectificado y encauzado y con las orillas modificadas por la acumulación de material extraído del canal para su limpieza. Las formas sedimentarias más reseñables encontradas sobre la llanura se agrupan en: lóbulos de derrame, abanicos laterales, barras longitudinales, barras laterales de retoque de abanico y depósitos de *levee* con formas digitadas. Una forma muy característica por su secuencia evolutiva es el desarrollo de un gran *lóculo de derrame en forma de orla* (que hemos denominado CLD, ver mapa 9-4 de los anexos) con unas dimensiones de 160m de longitud, 30m de anchura y espesor de sedimentos de 30cm. este lóbulo está compuesto en su mayor parte por arenas con litofacies Sp. En el lóbulo puede verse un decrecimiento claro del tamaño de los depósitos desde la salida del canal hasta la zona distal. La morfología del lóbulo se modifica, elongándose en dirección aguas abajo, debido al retoque posterior de la corriente, que moviliza los depósitos y los transforma en barra longitudinal (Figuras 4-79 y 4-80). Existen ripples asociados a esta forma y extendidas en toda su superficie, aunque se hacen más evidentes en las zonas laterales y externas. Los ripples son de cresta sinuosa tendiendo a romboide y corresponden a los estados finales de caída de flujo con retorno al canal, pudiendo enmascarar la morfología inicial del lóbulo. En la zona central de la llanura de inundación, sobre todo en la margen izquierda, aunque también en la derecha, se encuentran *barras longitudinales* de hasta 180 m de longitud, 5 m de anchura y potencia variable de hasta 50 cm. Están formadas por arenas y guardan una estrecha relación con los depósitos de derrame, pues representan su continuación. Sobre la barra principal de la margen izquierda se observan estructuras de migración de dunas 3D asociadas a alto régimen de flujo. En la barra de la margen derecha, de menos entidad no aparecen este tipo de estructuras aunque los ripples presentes confirman la existencia de una energía considerable.

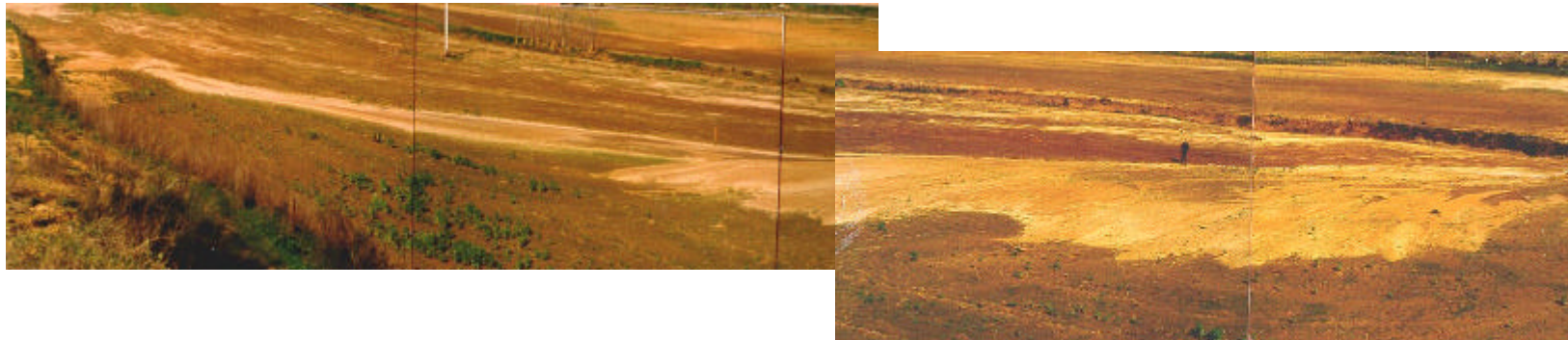
Los *abanicos laterales* se sitúan en el límite de la llanura de inundación (Figura 4-82). Tienen poca potencia, gran amplitud y el flujo es de tipo *sheet-flow* (en lamina). En la zona de estudio pueden observarse hasta tres abanicos de tamaños muy variables, pero sobre todo es en la zona de la margen izquierda y relacionados con la salida de dos pequeños colectores donde los abanicos tienen mayor desarrollo. El material procede de

las laderas ocupadas por viñedo y muy erosionadas. Una vez alcanzada la llanura de inundación el material se expande con un ángulo de  $80^\circ$ . Su composición es arenosa y la secuencia granodecreciente de techo a muro, comenzando por limos arrastrados en la etapa inicial de lluvias que luego se ven cubiertos por 13 cm de arenas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y a techo de nuevo encontramos material fino de tipo limoso de 10 cm de espesor. A techo de toda la secuencia el depósito está disectado por pequeñas acanaladuras o rills meandriiformes. La interpretación energética indica que se ha pasado de momentos iniciales con baja capacidad de transporte (finos) a una mayor acumulación y aumento de la energía (tamaños mayores) y una disminución posterior a techo con retoque final por parte de la corriente fluvial en la llanura. En la zona distal del abanico la disposición del material está bajo la influencia de la corriente longitudinal (durante momentos de caudal máximo), aparecen formas de interferencia como ripples.

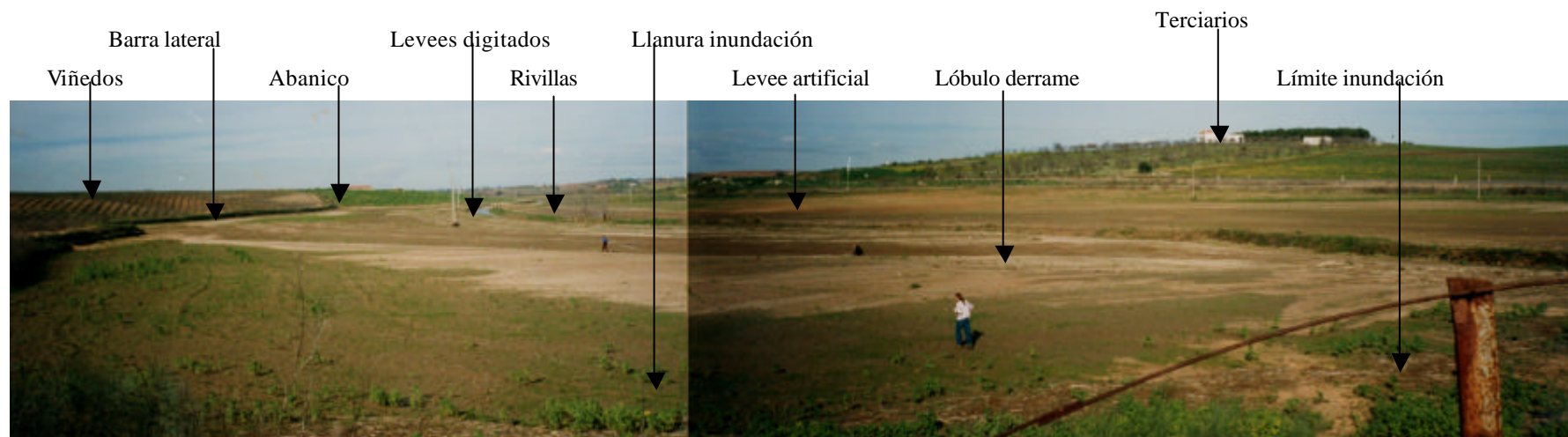


**Figura 4-79. Evolución del lóbulo de derrame de Cansini a lo largo de la crecida desde el desbordamiento inicial (1), crecimiento y elongación (2 y 3), y formación de una barra longitudinal a partir del depósito (4)**





**Figura 4-80. Fotografía del lóbulo de derrame (inferior) sobre la margen izquierda del río Rivillas. Como escala puede considerarse el tamaño de la persona en el centro de la fotografía de la derecha**



**Figura 4-81. Vista del tramo de Cansini con los principales elementos sedimentario-erosivos encontrados**

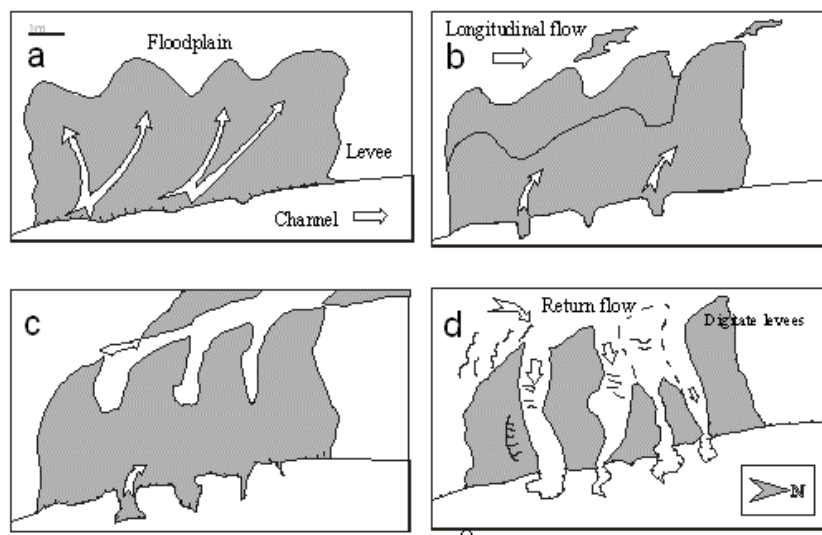


**Figura 4-82. Salida de un abanico sobre la margen izquierda del río Rivillas en el tramo de Cansini (A), y retoques en la superficie de un abanico por la acción posterior de las aguas de crecida (B)**

Coincidiendo con el borde de los abanicos y la llanura de inundación encontramos *barras laterales de retoque de abanico*. El material se dispone en forma de barra lateral y procede del abanico, siendo removilizado por las aguas de crecida. Respecto a las otras barras presentes en la llanura de inundación, estas barras tienen un color y textura distinta a las barras longitudinales en las que el material está más seleccionado. Las forman arenas gruesas y medias, con cantos y colores más rojizos. Las estructuras en la zona superior indican un flujo paralelo al canal principal y por tanto no procedente del abanico, sino de corrientes tractivas originadas en la llanura de inundación y alta energía de flujo, probablemente de momentos de caudal alto cercano al pico de la crecida.

Los *depósitos de levee con morfología digitada* tienen en este tramo una buena representación. Se ha incluido un ejemplo de este tipo que hemos denominado CDD (Figura 4-83 y mapa 9-4 de los anexos) para ilustrar sus características, así como su

origen. Son depósitos que se encuentran adosados al canal principal y de gran continuidad lateral que alcanza varias decenas de metros (puede seguirse de forma continua durante 50 m). El depósito es de tipo *levee* aunque su forma es digitada, ligeramente ondulado, con 5 m de longitud, 1-2 m de anchura y 50 cm de potencia.



**Figura 4-83. Interpretación genética de los depósitos de banco digitados. a. Salida del canal. b. Movimiento paralelo al canal, con erosión en los surcos. c. Aumento de la erosión y, d. flujo de retorno a favor de las depresiones de salida. Fotografía inferior, depósitos digitados de margen**

Todos los depósitos se separan entre si por unas zonas acanaladas en las que el flujo se mueve con mayor velocidad y da lugar a erosión en lugar de depósito lo que implica que el aumento de flujo ha podido superar el depósito y producir erosión. Estas zonas pueden funcionar posteriormente como retorno de las aguas al cauce durante el

descenso de las aguas, hecho que puede comprobarse por el sentido final que presenta la vegetación de ribera (cañas y juncos). La morfología digitada se explica por la curvatura que toma el depósito, que al principio es perpendicular al canal y luego se incurva debido al flujo longitudinal aguas abajo. La vegetación densa de carrizos condiciona en gran medida estas formas, pues es el responsable de la acumulación del depósito en zonas de menor energía y pérdida de competencia.

Los elementos morfosedimentarios más relevantes del tramo se exponen en las tablas 4-43 y 4-44.

Nombre	Estructura	Espesor/longitud	Clasificación litofacies Miall (1977)	Descripción
Barras longitudinales	Migración de dunas 3D y ripples. Estratificación en surco	50cm/180m	St	Arenas medias y finas procedentes de los derrames
Lóbulo de derrame en forma de orla	Poco estratificado	Hasta 30cm/160m	Sp	Arenas de tamaño medio-fino decrecientes según se alejan de la zona de ruptura del canal
Depósito de margen con morfología digitada	Estratificación cruzada planar	50cm/13m	Sp	Arenas de tamaño medio granocrecientes con varios niveles e intercalación de finos. Dep. adosados al canal y en zonas de sombra de vegetación. Erosiones en los laterales
Abanicos	Sin estructura ó estratificación cruzada planar	Variable (métrica)/hasta 50m de ancho	Ss a Fm	Arenas gruesa-media, finos a techo. A veces con erosiones superficiales
Barras laterales de retoque de abanico	Cruzada con ripples en superficie	variable	Sh	Arenas medias procedentes de los abanicos. Barras adosadas al borde de la llanura

**Tabla 4-43. Estructuras sedimentarias en el tramo medio de Cansini**

A partir de las formas sedimentarias y erosiones encontradas, la secuencia de inundación propuesta para el tramo de Cansini es la siguiente: En primer lugar se generan derrames en los puntos débiles, curvas y estrechamientos. Ocurre al tiempo la sedimentación de materiales procedentes de abanicos aluviales sobre la llanura. Posteriormente se da un desbordamiento generalizado del río fuera de la canalización, erosiones intensas en los campos de cultivo y en las zonas débiles como rellenos de canales antiguos. Según avanza la crecida las barras migran por la llanura alimentadas por los abanicos y derrames. Hay retoques de formas preexistentes, estructuras en forma

de megaripples 3D. Puede verse en los depósitos que hay alternancia de subidas y bajadas con erosiones lineales en las formas. En las últimas fases se produce el descenso de las aguas, con migración de formas de bajo régimen de flujo a techo de las barras. Encajamiento de los abanicos en sus propios depósitos recientes. Por último las aguas retornan al canal y se da la destrucción de formas, modificación de los derrames y recubrimientos de finos a techo de la mayoría de las formas en la llanura. Los depósitos digitados alcanzan su morfología final.

Nombre	Profundidad (m)	Anchura (cm)	Longitud (m)	Asociación antrópica
Acanaladura	0,5<	3	300	Surcos producidos por arados de cultivo
Hoyas de erosión	1	500	2	Puentes, carreteras
Canales antiguos	1	300	30	Rectificación de canales, rellenos
Encajamientos	0,3	Variable	-	Relleno de cauces menores, nivelación de campos

Tabla 4-44. Estructuras erosivas en el tramo medio de Cansini

#### 4.8.9.3 Cuenca baja

Se ha considerado como cuenca baja el tramo final del río Rivillas antes de su unión con el arroyo Calamón ya en la ciudad de Badajoz. El tramo estudiado está muy cerca de los núcleos urbanos, apenas a un kilómetro de distancia, y es una zona con una llanura de inundación amplia, algo de vegetación de ribera y en la que van a predominar los procesos de avulsión debido a la insuficiente capacidad de desagüe que ofrece el canal del río Rivillas, que además se encuentra sobreelevado sobre la llanura y con diques muy frágiles producto del dragado y sobreelevación de márgenes.

##### Tramo “Galache-Bru”

El tramo de Galache-Bru, en la carretera N-432, muy cerca de la ciudad de Badajoz, y con un buen número de construcciones que invaden la llanura de inundación, no se ha considerado como antropizado pese a tener importantes afecciones, por lo relativamente natural que responde tras las perturbaciones. Las más relevantes son un desguace de coches y un restaurante (“Complejo Princesa”) sobre la misma margen izquierda y pocos metros aguas arriba (Figura 4-84). Ambos suponen un embudo para el flujo, ya



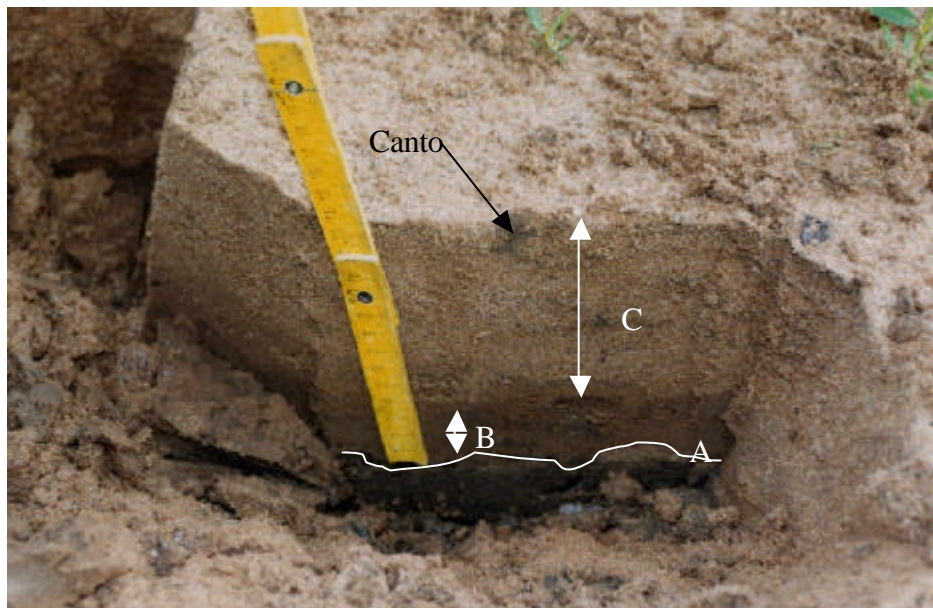
que el canal artificial de dimensiones 4m de anchura por 1,5 m de profundidad tiene capacidad para unos 12 m<sup>3</sup>/s. Éste es uno de los pocos puntos donde las aguas llegaron a sobrepasar la carretera por el efecto embudo. Aguas abajo de esta zona la llanura se ensancha bastante, hasta 300 m, y el canal del Rivillas circula rectificado junto a la carretera. Esta zona no está muy alterada ni posee construcciones importantes y en ella se han observado abundantes desbordamientos por rotura del malecón artificial. La vegetación de ribera es densa en su tramo final asociada al límite del canal, la mayoría de las formas como barras y derrames están en este tramo final.



**Figura 4-84. Vista del tramo Galache-Bru, aguas abajo del desguace de coches, que pueden observarse desperdigados por la llanura, así como extensas áreas desbordadas**

Las erosiones las encontramos muy ligadas a un camino que cruza ortogonalmente el canal y aguas arriba a menos de un kilómetro hay nuevamente más hoyas de erosión causadas por un puente. En ambas zonas predominan las hoyas de erosión y a partir de ellas se desarrollan barras de gravas transversales producto de la migración del balasto del camino. Encontramos sobre la llanura huellas de acanaladuras longitudinales muy suaves, de escasa profundidad y sin formar grandes campos, pese a ser una zona de cultivo y a presentar las mismas características de modificación antrópica que los tramos de Cansini o Romera. Esto puede explicarse a que la llanura aquí es más amplia, entre 200 y 300 m y el agua ocupa una extensión mayor por lo que pierde energía. Otras erosiones son las del malecón artificial que protege los campos de cultivo aledaños. En bastantes ocasiones se ha roto, sobre todo cerca del Cortijo “El Galache” en la zona de salida si que hay algunos surcos que desaparecen unos pocos metros aguas abajo. Pero la mayor parte de los elementos morfosedimentarios son estructuras de depósito del tipo derrame, esto implica una estrecha relación entre el tipo de depósito y el confinamiento

que sufre el canal. Además de los derrames hay alguna barra longitudinal y abanico, pero sobre todo la mayoría del depósito está en forma de lóbulo de derrame y *levees*. No se han observado curiosamente barras laterales de orla y en su lugar aparecen bandas de flotantes compuestas por ramas, bidones y hasta coches, pero no depósito. Las barras longitudinales tienen hasta 80 m de longitud, 8 m de anchura y el espesor máximo del depósito es de 15 cm. La secuencia comienza por un nivel erosivo de arcillas y sobre él un nivel de 4 cm de arenas finas y limos, seguido por 11 cm de arenas de tamaño medio (Figura 4-85). No se observa una estratificación clara, aunque en algunos puntos aparece del tipo cruzada planar de bajo ángulo y en superficie hay algunos ripples de cresta recta y ondulada de bajo régimen de flujo. A veces se encuentran cantos blandos en su interior. En otros cortes cercanos no se alcanza este espesor, como mucho hay 5-10 cm y la barra no parece estar tan bien organizada como las descritas para los tramos de la cuenca media. En superficie existen además pocas estructuras tractivas y esta retocada por flujo en manto de tipo *sheet flow* posterior procedente de la ladera.



**Figura 4-85. Corte de la barra longitudinal (A) Nivel erosivo, (B) nivel de arenas finas y limos y (C) arenas medias**

Los derrames se encuentran muy asociados a la zona canalizada baja, donde hay un malecón de 1 m de altura sobre el borde del canal (Figura 4-86). Este malecón se ha roto en zonas de cambio de curvatura del canal, y ha dado lugar a un derrame de tipo lóbulo

con una longitud de 20 m, una anchura de 6 m y el espesor de los depósitos es de 20 cm, se observa granoselección negativa conforme avanzamos hacia la zona frontal del lóbulo. La mayoría del depósito de todo el tramo se encuentra en la zona con abundancia de vegetación. Son los depósitos de margen de canal, con acumulaciones variables, hasta 60 cm de espesor, a veces con estratificación cruzada, tamaño de arenas grueso y medio. Alcanzan por coalescencia los 100 m de longitud. Sobre la vegetación alrededor de los depósitos hay elementos flotantes que indican niveles de crecida 1,5 m más altos, si bien estas zonas de densa vegetación pueden generar perturbación en el flujo.



**Figura 4-86. Zona de desbordamiento por sobreelevación del canal sobre la llanura con rupturas del malecón en zonas de obstrucción al flujo por una construcción en la llanura (arriba) y acumulación de vehículos del desguace sobre la llanura (abajo)**

Nombre	Estructura	Espesor/longitud	Clasificación litofacies Miall (1977)	Descripción
Barras longitudinales	Sin estratificar y cruzada planar	5-15cm/80m	St y Fl	Arenas medias y finas, nivel limoso en la base. Cantos blandos
Derrames de margen de canal ( <i>overbank</i> )	Estratificación cruzada	60cm/100m	Sp, Sr	Arenas de tamaño grueso-medio en zonas de sombra
Lóbulo de derrame	Poco estratificado	20cm< /20m	Sp	Arenas medias y gruesas granodecreciente en zona distal

**Tabla 4-45. Estructuras sedimentarias en el tramo bajo de Galache-Bru**

Las formas sedimentarias y erosivas que se han encontrado en el ramo, junto con algunas de sus características principales se exponen en las tablas 4-45 y 4-46. Como



puede observarse el número de formas disminuye considerablemente respecto a otros tramos.

Nombre	Profundidad (m)	Anchura (cm)	Longitud (m)	Asociación antrópica
Acanaladura	0,1<	10	20	Surcos muy suaves
Ruptura malecón	-	10m	-	Malecón artificial en zona de curvatura
Hoyas de erosión	0,4-1	Variable	-	En zonas de caminos

**Tabla 4-46. Estructuras erosivas en el tramo bajo de Galache-Bru**

El tramo de Galache-Bru es uno de los más complejos de interpretar, puesto que la ausencia de grandes elementos morfosedimentarios en los que poder estudiar sus columnas de depósito hace difícil la interpretación.

La secuencia que puede obtenerse es la siguiente: en un primer momento, el embudo que supone el desguace de coches, junto con el complejo y restaurante “Princesa” produce que el desbordamiento del canal no ocupe la llanura. Aguas abajo se rompe el malecón artificial en la zona de Galache. El agua deriva sobre la margen derecha, ocupa la carretera y desborda sobre los campos de cultivo al otro lado, allí encontramos muchos elementos flotantes. En la zona baja se dan muchos depósitos de margen de canal. El aumento de los caudales termina por romper la barrera y se da un evento algo energético que causa erosiones sobre la carretera y caminos, generando hoyas de erosión, este evento aguas abajo deja acanaladuras sobre la llanura. No parece ser mucha la energía disponible para erosionar. El flujo encuentra paso en el lado izquierdo del complejo y deja algunas barras longitudinales que deben haber funcionado durante los momentos más altos, puesto que están cercanas a las bandas de flotantes. Durante este evento las aguas arrastran vehículos, que quedan diseminados por toda la llanura e inclusive en puntos muy alejados del lugar de origen (cientos de metros). La capacidad de transporte y erosión en este tramo no es muy grande. La interpretación puede ser que no haya depósito disponible, hecho que afectaría en la magnitud de las erosiones, puesto que quedaría energía libre -y no se observan grandes erosiones- o bien, que existe una gran disipación de la energía en este tramo, producto de la gran cantidad de material antrópico procedente del desguace y que se encuentra diseminado por la llanura y posiblemente por la baja pendiente del tramo.

Hay que diferenciar claramente la zona alta del desguace de la zona baja de Galache, en la que se recupera una cierta “normalidad” en los procesos morfosedimentarios, aunque no hay tampoco demasiada variedad de formas, restringiéndose a derrames y alguna barra.

#### **4.8.9.4 Zonas antropizadas**

Conforme avanzamos en la cuenca del río Rivillas hacia la ciudad de Badajoz, aparecen elementos cada vez más frecuentes en la llanura de inundación. Estos elementos supusieron importantes modificaciones del flujo en la llanura, aparición de depósitos y erosiones relacionados con ellos y cambios que en algunos tramos fueron determinantes. Por ello se han elegido algunas zonas en las que las modificaciones fueron importantes, como los tramos de la “Fábrica de mármol”, una zona industrial situada en el km 14 de la carretera N-432 en la que existían numerosos vertidos y escombreras en la llanura de inundación. Otra zona con especial importancia fue la del “Parque Acuático”, aguas abajo del punto anterior, en el km 7 de la misma carretera y colocado en medio de la llanura. En estas zonas existe un predominio de las acciones erosivas provocadas por estrechamientos súbitos, pero no solo se dan este tipo de acciones, también hay formación de barras a partir de escombros y otras morfologías.

##### *Tramo “Fábrica de mármol”*

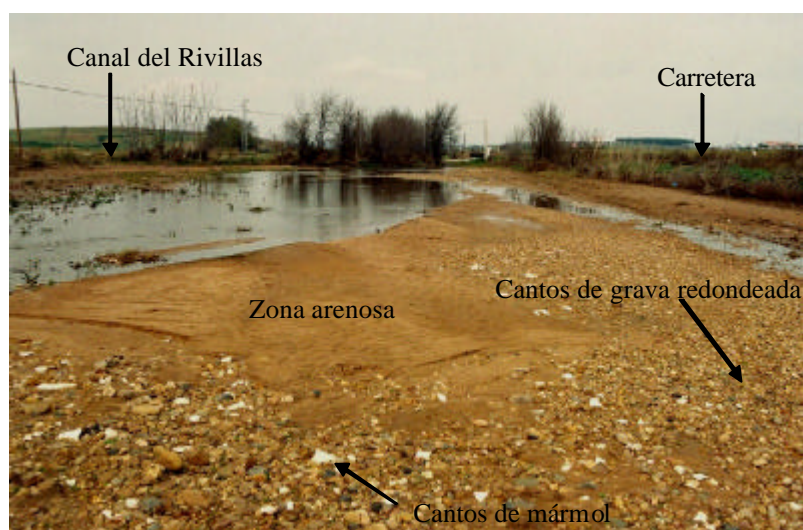
En este tramo el río Rivillas se encuentra muy modificado (aguas arriba el canal se rectifica, desaparece la vegetación de ribera). La carretera N-432 se construye sobre una importante zona de desagüe del abanico a la llanura, y además de estas transformaciones antiguas se ha instalado un complejo industrial en la margen izquierda del río (Figura 4-87). Dicho complejo incluye una escombrera de grandes dimensiones, construida en la margen derecha y a 5 m del canal, varias naves industriales y una red de canales de drenaje. En la zona hay un tramo de la antigua carretera que discurre de forma paralela.

Las formas que se encuentran son: abanicos, barras longitudinales de gravas, barras longitudinales de arenas, derrames del tipo margen de canal y erosiones en caminos y puentes. El material predominante en los depósitos antes de llegar a la fábrica de Mármol son las arenas y limos, mientras que a partir de la escombrera se removiliza

todo el material y se transporta en forma de barra de gravas. Esto nos indica que la energía disponible era alta, aunque el río transporta los materiales que existen en la cuenca, fundamentalmente las arenas transportadas por los abanicos.



**Figura 4-87. Vista aérea de la zona de la Fábrica de mármol, con los principales elementos antrópicos, y entre ellos alguno muy reciente, como las naves industriales de la zona inferior (fotografía de 1998)**



**Figura 4-88. Barra de gravas de origen antrópico en su parte distal, con mayoría de cantos redondeados procedentes de la erosión de la carretera de servicio, y algunos restos de color blanco procedentes de la escombrera de mármol. En los laterales de la barra hay acumulaciones de arenas**

La barra de gravas situada en la margen derecha del río, está compuesta por material arrancado en la escombrera, puentes y antigua carretera de servicio que da acceso a las instalaciones (Figuras 4-88 y 4-89). Son planchas de mármol y gravas con un diámetro máximo de 40-50 cm, algunas de ellas muy redondeadas (gravas de río echadas en la carretera y puente) situadas en la zona distal por su menor tamaño y movilidad y otras

angulosas y de color blanco (material de la escombrera) situadas en la zona proximal. Estas son las mayores con 40cm (las planchas de mármol están imbricadas). La barra tiene 120 m de longitud y 20 m de anchura, y en la zona final aguas abajo cambia a arenas de tamaño medio con estructuras en superficie de ripples linguoides. En la margen izquierda hay otra barra de menor tamaño que está formada exclusivamente por planchas de mármol de la escombrera, pues en esta zona no hay gravas de la carretera.



**Figura 4-89. Barra de planchas de mármol sobre la margen izquierda, y acumulaciones de planchas dispersas por la llanura de inundación en primer plano**

Sobre la margen derecha, al otro lado de la carretera hay dos *abanicos* de grandes dimensiones, que no pudieron desaguar sobre la llanura del río Rivillas por estar confinados por la carretera, que se encuentra sobreelevada y posee un talud de 3 m de alto. Su anchura es de 225 y 300 m, respectivamente y en ambos se localizaron balsas de agua de grandes dimensiones que al desaparecer dejaron grandes acumulaciones de sedimento de más de un metro de arenas medias y gruesas, con limos en la zona de decantación (Figura 4-90). En la margen izquierda hay abanicos de menor tamaño y morfología simétrica. No se han podido analizar sus depósitos. Los elementos erosivos están en la carretera de servicio, en la que hay formadas varias hoyas de erosión de forma circular, 4 m de diámetro, 1 m de profundidad. Estas hoyas son las que han provisto de gravas redondeadas a la barra descrita anteriormente aguas abajo. Aparecen en menor medida algunas acanaladuras en los campos de cultivo aguas abajo de la zona industrial, estas acanaladuras no tienen mucha profundidad (3-4 cm) y la longitud de los campos es apenas 10 m. Se observan surcos paralelos a la dirección del flujo.



Interpretamos la ausencia de erosiones profundas por la baja disponibilidad de energía libre para erosionar, pues la abundancia de material transportable hace que no sobre energía y cuando aparecen estructuras erosivas es una vez finalizada la barra de gravas.



**Figura 4-90. Balsa de agua generada por la obstrucción de la carretera N-432 a la salida de un abanico aluvial en el tramo de la Fábrica de mármol**



**Figura 4-91. Tramo aguas arriba de la Fábrica de mármol. (A). Las acumulaciones en este tramo son barras de gravas por erosión del camino, barras arenosas y derrames. Tramo de Los Varales (B). Las acumulaciones en este tramo son barras longitudinales arenosas**

Aguas arriba de la zona más antropizada encontramos algunas acumulaciones de barras arenosas y derrames, aunque también existe influencia humana por construcciones sobre la llanura, pero los aportes de sedimento no se producen (Figura 4-91)

Las características de los elementos morfosedimentarios figuran en las tablas 4-47 y 4-48.

Nombre	Estructura	Espesor/longitud	Clasificación litofacies Miall (1977)	Descripción
Barras longitudinales de gravas	Imbricación en cantos planos (hasta $\approx 40\text{cm}$ )	$\sim 120\text{m}$ , 20m de anchura	Gh	Gravas redondeadas de la carretera y planchas de mármol de la escombrera. Algunas arenas medias
Abanicos	No observadas	No evaluado / hasta 300m de ancho	Ss a Fm	Arenas medias y gruesas, finos en zona distal. Control de la carretera
Barras longitudinales arenosas	Cruzada planar	$20\text{cm} < / 180\text{m}$	St y Fl	Arenas medias y limos granodecreciente a techo

**Tabla 4-47. Estructuras sedimentarias en el tramo antropizado de la Fábrica de Mármol**

Nombre	Profundidad (m)	Anchura (cm)	Longitud (m)	Asociación antrópica
Acanaladura	0,04<	20	10	Surcos muy suaves aguas abajo de la fábrica
Hoyas de erosión	1	400< y variable	-	En carretera de servicio a la fábrica

**Tabla 4-48. Estructuras erosivas en el tramo antropizado de la Fábrica de Mármol**

Este tramo es complejo puesto que existe en todo momento disponibilidad de sedimento y las erosiones no se reflejan con la misma intensidad que en otros tramos. La secuencia seguida que podemos obtener del análisis morfosedimentario es la siguiente: En una primera etapa se produce la llegada de caudales altos que mueven los materiales de la escombrera y erosionan la pista. Pudiera ser que los abanicos funcionasen en este momento pero sus depósitos están aislados por la carretera. Los niveles altos permanecen durante un tiempo prolongado, lo suficiente como para hacer migrar la barra, organizarse y formar imbricación en cantos. Por último hay una bajada de los niveles, abandono de carga y movimiento de arenas por el canal y zonas más bajas.

*Tramo “Parque acuático”*

Se sitúa entre los kilómetros 8 y 7 de la carretera N-432 (Badajoz-La Albuera). La llanura de inundación es ancha, de unos 180 m, la pendiente baja y es un tramo fuertemente antropizado con invasiones de la llanura de inundación y actuaciones humanas muy importantes (Figura 4-92). Existen como principales elementos un Parque Acuático en medio de la llanura de inundación y con una valla de protección formada por gavillas (ladrillos de cemento de gran tamaño) que se dispone perpendicular al flujo, camino de acceso y puente que cruza el río, canalización artificial rectificada del río Rivillas, una urbanización sobre la margen izquierda situada en parte sobre la llanura y algunos elementos menores como construcciones, vallas y un depósito de agua.



**Figura 4-92. Vista aérea de la zona del Parque acuático, con los principales elementos antrópicos como la urbanización, canalización, valla e instalaciones del parque acuático (fotografía de 1998)**

Como descripción somera, en el tramo objeto de estudio el canal meandriforme unos metros antes de llegar a las instalaciones acuáticas es desviado para bordear en dirección W el parque, que se ha protegido frente a crecidas menores con un muro. Nada más pasar el parque un camino de tierra cruza el río en dirección a la urbanización de la margen izquierda. El puente es una estructura con tres ojos de tubo circular y sección de 1,5 m de diámetro e insuficiente para albergar caudales medios. Aguas abajo del puente el canal rectificado va pegado al borde de la llanura por la margen izquierda y se encuentra sobreelevado y con malecones de 1 m, producto de limpiezas y dragados

del cauce. En la margen derecha hay un campo de escombros de obras amontonados en pilas.

Las morfologías deposicionales encontradas son las siguientes: barras longitudinales, barras transversales, barras difusas de gravas y bloques, barras de cantos blandos, depósitos de derrame lobulado, depósitos de margen y algunos recubrimientos, y como formas erosivas encontramos: acanaladuras en campos de cultivo, hoyas de erosión en caminos y puentes y erosión en canales antiguos. En esta zona existen algunas barras difusas de arenas y bloques que no se han identificado como barras *sensu stricto* puesto que el material está disperso y desorganizado, no estratificado. El espesor del depósito es variable pero inferior a tamaño decimétrico en los materiales más finos (arenas gruesas) e intercalado con bloques de ladrillo, gavillas de 50 cm de diámetro, que formaban parte del muro del parque acuático derruido por la inundación. La clasificación de su litofacies es difícil puesto que está íntimamente ligada con elementos antrópicos, se le ha asignado Gh por ser la más afín. Se localizan a pocos metros del obstáculo (valla del parque y construcciones aledañas), pero algunos de ellos han sido arrastrados más de cien metros. Los bloques procedentes de ambas se disponen en forma de barras longitudinales y transversales de unos 15 m de longitud y anchuras variables. Muchas veces con imbricaciones en los bloques de ladrillos. Es un depósito en general de gran tamaño y que se interpreta como generado en los primeros momentos de desbordamiento sobre la llanura.

Las *barras longitudinales* tienen hasta 80 m de longitud y espesores de 25 cm en litofacies St. Estas barras se disponen sobre la llanura de inundación y cortan el canal artificial en varios puntos, indicando una circulación del flujo en crecida de tipo meandriforme. Las arenas son de tamaño medio y presentan en superficie ripples de tipo ondulado y linguoide, pero son indicativos de retornos al canal en fases posteriores. En superficie se observan retoques y erosiones de bajada de las aguas y superficie plana.

En este tramo se han visto *acumulaciones arenosas (sand flat)* en forma de barras compuestas combinadas y barras compuestas tal y como define Allen (1983). Estas dos se consideran variaciones en el Modelo Saskatchewan y su característica es la de presentar láminas que se continúan sin ruptura (Ramos, 1992). El régimen hidráulico propuesto para ellas es bajo, en condiciones cercanas a la emersión. Estas barras las



encontramos, sobre todo de tipo combinadas (Allen, 1983), en forma de recubrimiento de formas anteriores a techo de las secuencias. Por ejemplo, las acumulaciones arenosas (*sand flats*) que hemos denominado PASF (Figuras 4-93, 4-94A y mapa 9-5 de los Anexos), son unos mantos arenosos de recubrimiento formados sobre arenas de grano medio y grueso, a veces con cantos, con estructuras de bajo régimen de flujo. El espesor del depósito es de pocos centímetros, dispuesto sobre el sustrato original erosionado en forma de campos de acanaladuras. La litofacies del depósito es Sh y Ss. Es de los últimos en depositarse ya que tapiza todo tipo de formas, desde barras arenosas, de gravas, megaripples y acanaladuras erosivas, si bien en una etapa posterior el flujo retorna al canal desde la llanura y remodela las acumulaciones, creando canales de regreso, líneas erosivas en los bordes de las formas e inclusive decantación de finos en los límites de las barras compuestas.



**Figura 4-93. Barra difusa de arenas y bloques en forma de manto sobre los depósitos o erosiones de la llanura**

Un ejemplo de *barra compuesta combinada* la encontramos en este tramo, formada por arenas de tamaño medio-fino recubiertas por una película limosa (Figura 4-94B) La estratificación cruzada es de elevado ángulo (cercano a los 40°), litofacies de arenas con estratificación cruzada Sp. Se produce por la migración de megaripples de longitud de onda grande, en torno a 1,5 m, y cresta ondulada. Esta barra tiene un mayor desarrollo transversal con una anchura mayor que su longitud, y elevado ángulo en su estratificación. La barra alcanza los 30 cm de espesor y 10 m de longitud. Se encuentran rellenando y tapizando las formas de los *levees*. La dirección de corriente de estas formas es paralela al eje principal del río.

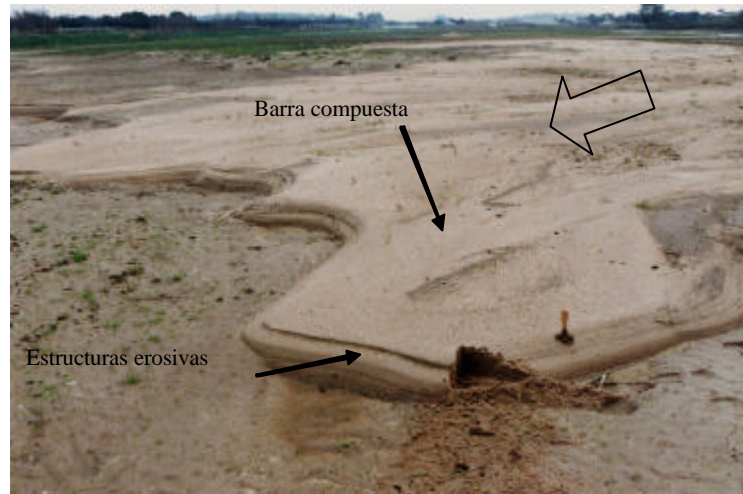
La interpretación genética que podemos hacer es la siguiente: un evento de alta energía y de forma súbita, que puede corresponder al desbordamiento del Rivillas sobre la llanura, rompiendo la valla del parque acuático y desperdigando los bloques por la llanura. A éste le sigue un segundo momento de incremento de los caudales y migración de las formas, creación de la barra compuesta combinada. Posteriormente se da un nivel arenoso en condiciones cercanas a la emersión que deja un recubrimiento de arenas medias y gruesas, que parcialmente tapiza las formas.



**Figura 4-94. Parte final de la *sand flat* PASE, con sentido de avance perpendicular al flujo principal y líneas de retoque de aguas bajas (A). Barra compuesta combinada aguas abajo de las instalaciones (B). Hay superpuestos tres eventos: (1) acumulación de bloques del muro, (2) generación de la barra compuesta combinada y (3) superposición de un manto de arena con techo plano**

Las *barras compuestas* corresponden a la migración de algunas formas durante el último evento, aparece una barra compuesta, que presenta como característica la

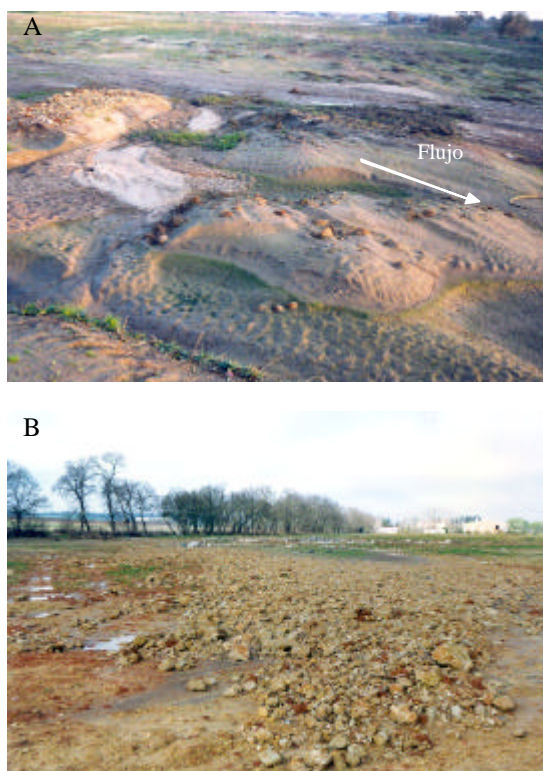
disposición de las láminas, que no se interrumpen desde la parte alta a la baja (Figura 4-95).



**Figura 4-95. Barra compuesta sobre la llanura del tramo del Parque acuático, aguas abajo de las instalaciones. El frente de la barra está muy retocado y tiene un relleno posterior de material fino.**

En la margen derecha del río, a unos 20-50 m de la orilla se encuentran unas *barras de cantos blandos* subredondeados, material homogéneo (arcillosos en su mayoría), heterométrico y con tamaño variable e inferior a 15 cm de diámetro. La barra presenta imbricación en algunos puntos, indicando direcciones de corriente de retorno al canal. Estas barras tienen del orden de 40 m de longitud y unos 15-20 m de anchura y no constituyen una barra muy densa sino más bien una leve organización del material arrancado en las inmediaciones. Superpuestas hay algunas arenas con ripples al techo, que también indican dirección de corriente de retorno. Cerca de las barras encontramos un nuevo depósito con morfología irregular y origen antrópico. Se trata de montones de escombros removilizados y que dejan barras arenosas de sombra. Los montones están retocados por la corriente.

Las *barras de sombra antrópicas* están relacionadas con los montones de escombros y formadas por arenas de tamaño grueso y cantos de unos 5 cm de diámetro, aunque en general dependen de la disponibilidad de materiales. Se disponen de forma irregular a la sombra de montículos en escombreras (Figura 4-96A). Presentan retoques posteriores y ripples ondulados.



**Figura 4-96. Barras arenosas en zona de sombra de unos montículos de escombros (A). Pueden reconocerse algunos cantos gruesos que marcan la dirección seguida por el flujo. Barras de escombros (B).**

De las zonas de escombreras, donde se almacenaban montones de bloques de piedra, ha salido el material que posteriormente ha generado *barras de gravas y bloques*. El tamaño de los materiales es heterométrico (hasta bloques arrastrados de 50 cm de diámetro) y en su mayoría cercanos a los 20 cm, de forma irregular y materiales variables que se disponen sobre la margen izquierda en la parte final del tramo estudiado. La forma es elongada y disposición triangular, encontrándose a varias decenas de metros del lugar de origen (Figura 4-96B).

Los levees lineales están próximos al canal artificial, a unos 400 m aguas abajo del parque acuático se ha producido la corta del canal artificial con desbordamientos sobre la llanura en ambas márgenes y depósitos adosados junto al canal. Se trata de una zona en la que antiguamente circulaba el río. Las aguas de la crecida llegan a este punto circulando por la margen derecha en un antiguo canal, que se vuelve funcional al producirse el desbordamiento, debido a su situación topográfica mas baja respecto al

sobreelevado canal artificial. El depósito lo forman arenas de tamaño fino de 10 cm de espesor y superpuestas a un material limoso, dispuestas en forma de arco sobre el canal y que describen una curva de un antiguo meandro. Otras veces las arenas son de tamaño medio y grueso. El depósito de la zona convexa forma una banda de 45-50 m y una anchura de 10 m y presenta erosiones de retorno al canal. Estas arenas presentan en superficie ripples de cresta ondulada y longitudes de onda de unos 10 cm. Litofacies Sp y Sr. En la zona cóncava las arenas son de tamaño similar, dispuestas de forma longitudinal que en su parte mas cercana al canal presentan ripples linguoides en superficie, con longitudes de onda de unos 15 cm.

Existen *lóbulos de derrame* formados por arenas de color blanco y grano grueso, que se disponen de forma poco estratificada, casi masiva sobre el sustrato erosionado. Su espesor es de unos pocos cm hasta los 40 cm en la zona distal. Estos depósitos con litofacies Sl, se encuentran a partir de la zona de máxima curvatura del antiguo canal, formando un ángulo de unos 45° con la dirección del canal artificial. Se encuentran retocados en su superficie por corrientes de alto régimen de flujo pudiendo observarse parting lineation y líneas de descenso del flujo en sus contornos (truncadas por las barras transversales). Se disponen de forma superpuesta dos lóbulos de unos 60 m de longitud total.

En este tramo las *estructuras erosivas* que aparecen con mayor profusión son las hoyas de erosión, al contrario de lo que ocurre en el resto de los tramos (sobre todo de la cuenca media), donde los campos de acanaladuras dominan sobre cualquier otra forma erosiva, o en la zona alta donde predominan los encajamientos en los canales (Figura 4-97). Las estructuras erosivas que aparecen son campos de acanaladuras, con profundidades de 4 cm, 20 cm de anchura y 200 m de longitud. Los surcos son paralelos al sentido de avance del flujo. Las hoyas de erosión están muy ligadas a caminos y carreteras de acceso por esto en la zona presenta una gran variedad de ellas al estar surcada por las pistas de acceso a los asentamientos donde se han abierto hoyas de 40 cm de profundidad y 4 m de diámetro.





Figura 4-97. Hoyas de erosión en el tramo del Parque acuático

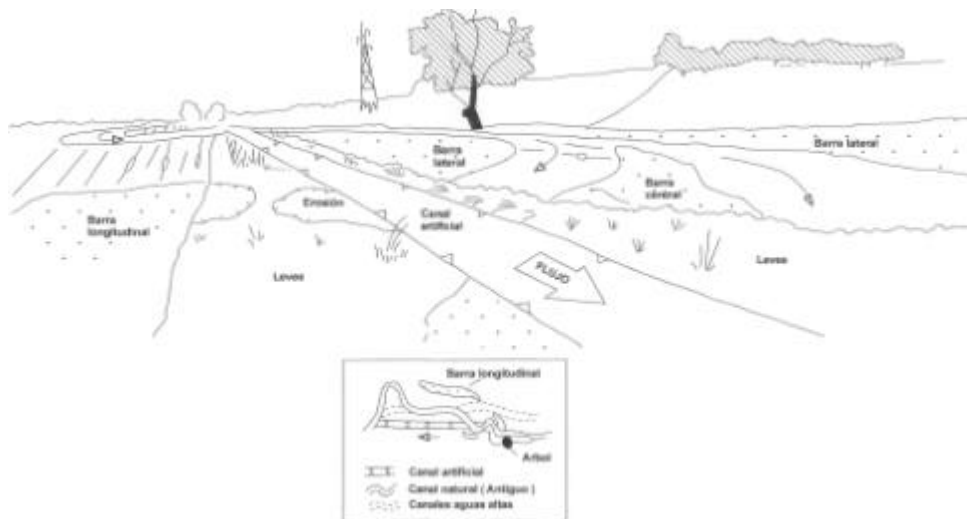


Figura 4-98. Ejemplo de corta del encauzamiento sobreelevado y desbordamiento sobre la llanura

Existe una zona con desbordamiento fuera del encauzamiento, en la que el río ha recuperado la trayectoria seguida por el antiguo canal meandriforme, creando barras longitudinales que bordean este canal. (Figura 4-98). El encauzamiento está

sobreelevado en este punto, y favorece los desbordamientos e impide el retorno de las aguas, que permanecieron durante mucho tiempo sobre la llanura.

Por último, en esta zona también se han erosionado antiguos canales rellenos, sobre los que se ha instalado de nuevo el flujo de la crecida. La profundidad de los canales es de 30 cm, con anchuras de 4 m y a lo largo de 50 m de longitud.

Nombre	Estructura	Espesor/longitud	Clasificación litofacies Miall (1977)	Descripción
Barras arenosas y bloques	Sin estratificar, bloques imbricados	Pocos cms a decimétrico/200 m	Gh	Material heterogéneo y heterométrico (bloques de ladrillo a arenas gruesas)
Acumulaciones arenosas ( <i>sand flats</i> )	Estratificación cruzada de alto ángulo formada por <i>megaripples</i>	30 cm/10 m	Sp y Ss	Arenas de tamaño medio y fino con película limosa a techo forman <i>megaripples</i> con longitud de onda 1,5m y cresta ondulada
Derrames	Poco estratificada	Hasta 40 cm/60 m	Sl	Arenas blancas de grano grueso formando <i>crevasses</i> y retocadas en superficie por <i>parting</i> de alta energía
Barras de cantos blandos	Sin estructura (algo imbricados)	Pocos cm/40 m	Sin descripción	Cantos blandos arcillosos heterométricos (hasta 30cm), algunas arenas
Derrames de margen de canal ( <i>overbank</i> )	<i>Ripples</i> de cresta ondulada	Pocos cm/hasta 20 m	Sp y Sr	Arenas de tamaño medio-fino en zonas de sombra
Derrames de rotura	<i>Ripples</i> de cresta ondulada a linguoides	10 cm	Sp y Sr	Arenas finas y medias de ruptura del malecón
Barras longitudinales	En superficie <i>ripples</i> ondulados y linguoides	25 cm/80 m	St	Arenas de tamaño medio sobre la llanura de inundación

**Tabla 4-49. Estructuras sedimentarias en el tramo antropizado del Parque Acuático**

Nombre	Profundidad (m)	Anchura (cm)	Longitud (m)	Asociación antrópica
Acanaladuras	0,04	15-20	200	Surcos producidos por arados de cultivo
Hoyas de erosión	0,6	4	1	Puentes, carreteras
Canales antiguos	0,3	4	50	Rectificación de canales, rellenos

**Tabla 4-50. Estructuras erosivas en el tramo antropizado de Parque Acuático**

Según las morfologías encontradas (Tablas 4-49 y 4-50), en este tramo se interpreta la secuencia de la crecida de la siguiente forma: Al principio, subida de las aguas en el canal artificial con derrames y rupturas en puntos críticos del canal, formación de lóbulos y depósitos de banco. Después hay desbordamiento sobre la llanura y llegada de caudales altos, posiblemente en forma de ola (evento energético). Se arranca la valla del parque acuático y se generan las barras de gravas y bloques de hasta 50 cm de diámetro. Posiblemente en este momento se levanta el horizonte de suelo agrícola. Las acumulaciones de escombros quedan retocadas y se moviliza el material. Los caudales altos se mantienen y producen creación de barras longitudinales y migración de megaripples con longitudes de onda altas. Creación de barras de cantos blandos y barras de escombros. El antiguo canal es recuperado y en él se concentran los mayores calados y velocidades, las barras forman una orla alrededor de él. Durante el caudal máximo de la crecida y en su descenso quedan expuestas algunas barras sobre la llanura dejando acumulaciones arenosas y mantos de arenas difusos que recubren parcialmente las formas. Hay ripples de cresta ondulada y linguoide sobre las barras y derrames. Por último hay una bajada de las aguas, el flujo se reorganiza en canales de retorno y se dan lavados en los materiales y en las barras de gravas. Los retornos al canal se dan en puntos preferentes (deprimidos) en los cuales aparecen imbricación de la vegetación en dirección al canal, ripples linguoides de alta velocidad y baja profundidad (Leeder, 1982).

#### **4.8.10 Génesis morfosedimentaria**

Las estructuras morfosedimentarias aportan información importante sobre la crecida, como se ha visto en cada uno de los tramos analizados. Es común en todos la presencia de estructuras que justifican un primer momento energético tras las lluvias intensas, que indica una crecida de tipo súbito. Atestiguan esto las barras de cantos y gravas y barras de bloques arrastrados en caminos y vallas. En muchos de los tramos a esta crecida sucede la formación de derrames de diversos tipos, muchos de ellos favorecidos por la llegada de material al cauce procedente de las laderas.

Los caudales de crecida se mantienen altos, y esto queda justificado por la migración de los derrames, que evolucionan a barras longitudinales, muchas veces ya aisladas del derrame que las originó. En otras ocasiones, el hecho de exhumar canales antiguos que



habían sido enterrados para rectificar el río indica un paso continuado de agua por la llanura con una velocidad considerable. En estas zonas donde el flujo es más veloz encontramos las estructuras erosivas más acentuadas. Por último, en casi todos los tramos encontramos efectos del descenso de los caudales en el retrabajamiento de los depósitos, como los retoques en barras, derrames y *levees* digitados.

#### **4.8.10.1 Balance cualitativo sedimentación-erosión**

Contrastando la información de todos los tramos, la impresión general que se obtiene es que existe un comportamiento diferente entre la parte alta, media y baja de la cuenca. Aunque a juzgar por la gran cantidad de formas erosivas presentes a lo largo de todos los tramos, en el balance erosión-sedimentación parece predominar las formas degradacionales frente a las agradacionales. Este balance es cualitativo y en ningún modo basado en cifras reales que corroboren esta hipótesis.

En la tabla 4-51 se muestra una ponderación cualitativa en los seis tramos estudiados de los procesos, agrupándose en degradacionales y agradacionales. El proceso que con más constancia aparece en todos los tramos son las acanaladuras y hoyas de erosión, que son menos frecuentes e intensas en los tramos altos y bajos, pero muy frecuentes en los tramos medios. El encajamiento de la red secundaria de arroyos aparece en los tramos altos y medios (seguramente debido a una mayor pendiente), que en los tramos bajos. Los procesos de erosión en la llanura de inundación que tienen como resultado la exhumación de canales antiguos son muy frecuentes en los tramos medios con fuertes transformaciones de la llanura y rectificación de sus cauces. Esto no obstante no se observa en los tramos bajos, quizás por que en ellos los procesos erosivos pierden importancia en aras de los deposicionales. En cuanto a los procesos agradacionales o de depósito, existen de nuevo diferencias entre los tramos altos y medios y los bajos. Mientras que en los primeros predominan sobre todo los depósitos de abanicos sobre la llanura, en los segundos predomina la migración de formas de fondo de canal. Los abanicos también van asociados a zonas de alta pendiente de la cuenca alta y media, mientras que en los tramos bajos (de menor pendiente) no quedan tan patentes. Los lóbulos de derrame aparecen en mayor medida en los tramos medios y bajos y parecen no asociarse con el predominio de una u otra acción, sino más bien con especiales circunstancias, configuración del canal y de sus márgenes. La migración de formas

(barras de todo tipo que han quedado sobre la llanura al detenerse la corriente), si que se revela como otro de los factores con una cierta constancia en todos los tramos, sobre todo medios y bajos. Estas formas aparecen dispersas sobre la llanura y no constituyen el proceso predominante, excepto en algún tramo medio como Cansini o Parque Acuático.

Tramo	Degradación - erosión			Agradación-depósito		
	Acanaladuras / Hoyas	Encajamiento arroyos	Recuperación canales	Abanicos	Lóbulos de derrame	Migración formas
Huerta Peña	**	***	-	***	*	*
Romera-Perales	***	***	***	***	*	**
Fábrica Mármol	***	**	-	**	-	***
Cansini	***	***	***	**	***	***
Parque acuático	***	**	**	*	**	***
Galache	**	**	-	*	**	***

**Tabla 4-51. Ponderación cualitativa de los procesos erosivos y sedimentarios en la cuenca del río Rivillas. (\*\*\*) Proceso frecuente e importante, (\*\*) Proceso frecuente de menor importancia, (\*) proceso puntual sin demasiada importancia (-) Proceso ausente.**

## 4.9 Modelización del registro morfosedimentario: Variables energéticas y acciones elementales

### 4.9.1 Introducción y limitaciones de los resultados

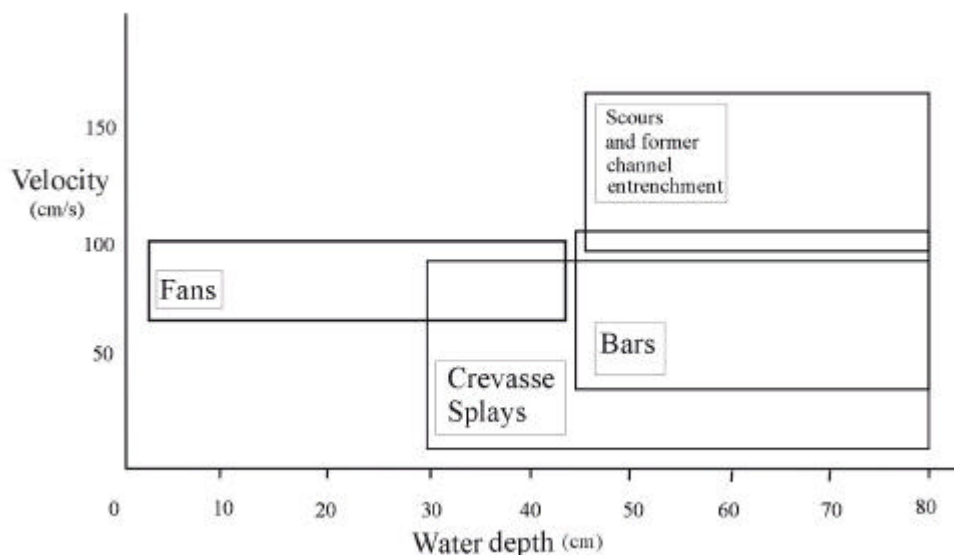
Las formas sedimentarias aportan información, que al estudiarse conjuntamente con variables físicas de una inundación pueden servir para conocer de una mejor forma los procesos de crecida. Existen numerosos trabajos que relacionan formas con variables

físicas como: velocidad, calado, potencia fluvial y esfuerzo de cizalla. Algunos de estos trabajos clásicos son los de Simons y Richardson (1961), Leopold *et al.* (1964), Bagnold (1966), Pratt (1971), Boothroyd y Hubbard (1974), Costello (1974), Southard (1975), Dalrymple *et al.* (1978), Leeder (1982), Baker y Costa (1987), Komar (1988), Baker y Kochel (1988), Bull (1988), Ashey (1990), Costa y O'Connor (1995) y Miall, (1996). Se ha estudiado en la inundación del río Rivillas la relación existente entre elementos morfosedimentarios y variables tales como: calado, velocidad, esfuerzo de cizalla y potencia fluvial.

Al cruzar la información de la cartografía morfosedimentaria con los valores de salida del HEC-RAS, obtenemos unos resultados de éstas variables para cada uno de los tramos fluviales. Se trata de valores meramente orientativos, puesto que el HEC-RAS es un método hidráulico de cálculo unidimensional, que solo permite establecer tres valores medios para cada sección (margen derecha e izquierda, y canal). Sería importante disponer de información tridimensional de cada sección, con el objeto de ajustar aún más las variables, puesto que dentro de una sección puede haber variaciones. Los valores que asignaremos a cada elemento morfosedimentario será el medio para cada sección del canal donde se encuentre. Con el objeto de ajustar lo más posible el rango de valores, se han tomado la mayor cantidad de formas dentro de los tres tramos fluviales modelizados. El resultado que obtengamos debe considerarse orientativo y dentro del rango máximo y mínimo de las variables (Figura 4-99 y tabla 4-52).

Para establecer estas relaciones se ha tomado el valor de las variables únicamente para el caudal máximo de la crecida en cada punto. Esto es una limitación en sí, puesto que muchas de las formas no se han formado bajo dichos caudales, aunque suponemos que al preservarse al menos deben considerarse estables. Las formas seleccionadas son las más propias de condiciones medias, como barras longitudinales arenosas, acanaladuras, recuperación de canales y derrames de gran tamaño. No se han considerado los depósitos de margen de canal, digitados, de sombra, barras de orla u otros tipos por ser muy específicos de ambientes muy localizados como zonas de separación de flujo e incluso por formarse en momentos muy diferentes de la inundación como es el caso del desbordamiento inicial fuera del encauzamiento o los momentos finales con retorno de las aguas al canal. Los abanicos aunque se generan en zonas marginales tienen magnitud

suficiente (penetran lo suficiente en la llanura) como para que los valores de las variables se aproximen. De los elementos morfosedimentarios seleccionados se han desechado aquellos que no sean cortados por uno o varios perfiles en la modelización con HEC-RAS, puesto que no tenemos ningún valor en las variables.



**Figura 4-99.** Campos de estabilidad orientativos para las diferentes formas en función de la velocidad y profundidad calculadas para el caudal máximo de la crecida

#### 4.9.2 Relación con el calado

Muchas investigaciones han intentado relacionar la profundidad del flujo con la forma sedimentaria consiguiente, pero desde los trabajos de Costello (1974) a los de Southard (1975) solo se consigue dar un amplio espectro de valores, generalmente desde 0,06 m hasta los 0,6 m para arenas de 0,49 mm o 0,02 m a 0,2 m para arenas más gruesas de 1,14 mm. Esto ocurre porque las formas sedimentarias son mucho más estables a la profundidad que a la velocidad y por tanto no son buenos indicadores que sirvan para acotar el calado en unos límites razonables. En España los trabajos que abordan la relación calado-forma siempre se han referido a ésta como un valor relativo (haciendo referencia a los términos poco y mucho, como por ejemplo forma indicadora de poca profundidad), pero no acotando a las formas en un intervalo cuantitativo.

No es el objetivo de la presente tesis delimitar los campos de estabilidad reales de las formas encontradas, puesto que para ello sería necesarias medidas continuas y con una

mayor precisión que los valores medios aportados por el HEC-RAS, pero se ha intentado delimitar unos intervalos de profundidad para el caudal máximo de la crecida. Estos rangos de valores de calado resultan ser en las barras longitudinales arenosas entre 60 y 140 cm y en las barras de derrame entre 30 y 150 cm. En ambas el umbral superior de calado es bastante elevado lo que muestra la gran resistencia de la forma a ser erosionada por los caudales de descenso. Los abanicos se ha considerado que permanecen estables al sumergirse en profundidades bajas (no superior al metro). Las formas erosivas muestran los valores más altos de profundidad, entre 100 y 150 cm para las acanaladuras, mientras que los encajamientos en canales antiguos tienen valores de calado entre 120 y 170 cm.

#### **4.9.3 Relación con la velocidad del flujo**

Los trabajos de Southard (1975) relacionan velocidad media del flujo con tamaño de grano medio y profundidad media con velocidad media, indicando los campos de estabilidad de los distintos elementos morfosedimentarios. El diagrama de Ashley (1990) representa el campo de estabilidad para las dunas 2D y 3D en arenas de grano medio en función de la profundidad del flujo y la velocidad, para ello recopiló algunos trabajos de campo clásicos como los de Dalrymple *et al.* (1978) y Boothroyd y Hubbard (1974). Los valores de profundidad pueden ser muy variables, pero existe un campo de transición de formas 2D a formas 3D entre los 0,4 m/s de velocidad y 0,10 m de calado y los 0,6 m/s y 10 m. También Ashley (1990) relacionó los campos de estabilidad de las formas con la velocidad y el tamaño medio del sedimento, aunque según Miall (1996) las formas tienen un gran rango de variabilidad de dimensiones (longitud de onda y altura). Simons y Richardson (1961) incluyen un nuevo elemento para generar campos de estabilidad, el número de Froude que junto con la velocidad y profundidad sirve para caracterizarlos.

En nuestro caso las velocidades que hemos obtenido para cada uno de los elementos indican que las barras longitudinales arenosas que han permanecido sin destruirse después de la inundación tienen un valor de velocidad que oscila entre un rango de valores de 0,4 y 1,1 m/s, aunque en su mayoría parecen situarse en valores cercanos a 0,8-0,9 m/s para el caudal punta. Las barras producto de la formación de un derrame adquieren valores parecidos (0,6-0,9), aunque son muy bajas las velocidades al inicio

del derrame, concretamente en el tramo de Cansini. Los abanicos tienen menor variación, con un rango de velocidades medias para la sección entre 0,7 y 1,1 m/s. De una forma general, las formas de depósito durante el caudal punta de la crecida presentan valores medios de velocidad (comparativamente con las alcanzadas en el canal y otros puntos), que llegan a los 2-3 m/s. Las formas de erosión, de nuevo son las que requieren los mayores valores de velocidad, si bien esta velocidad no es indicativa de las condiciones del momento de formación ya que se están generando a lo largo de buena parte de la crecida y con un rango de velocidades y caudales variables. Las acanaladuras suelen encontrarse en zonas cuyas velocidades medias son altas. Se trata de secciones que suelen superar el valor de 1m/s llegando hasta 1,67 m/s. Los encajamientos en canales antiguos también coinciden con zonas de velocidad mayor que 1 m/s.

Con esta metodología no se puede afinar mucho más en los campos de estabilidad de cada forma, pero sí es evidente la relación entre el aumento de velocidad con la presencia de formas erosivas en la llanura de inundación. Este umbral es difuso, pero podría situarse por encima de 1 m/s.

#### 4.9.4 Relación con el esfuerzo de cizalla

El esfuerzo de cizalla (*shear stress*) es la fuerza que ejerce el fluido sobre el fondo (Leopold, 1994). La posibilidad de los ríos para erosionar y transportar sedimento se relaciona con esta variable (Baker y Costa, 1987):  $t_r = gRS$

Donde  $t_r$  es el esfuerzo de cizalla,  $\gamma$  el peso específico del fluido (9800 N/m<sup>3</sup> para el agua clara), R el radio hidráulico y S la pendiente de la línea de energía. Representa una fuerza de resistencia ( $t_0$ ) por unidad de área y varía según el cuadrado de la velocidad (v), siendo k el coeficiente de rugosidad y también se puede definir como:  $t_0 = kv^2$

Según aumenta la rugosidad del lecho y sus márgenes, aumentara el esfuerzo de cizalla. Este es un concepto importante cuando estudiamos las modificaciones que tienen lugar tanto en la llanura de inundación como en el canal que afectan al parámetro de rugosidad. Dentro del fluido, el esfuerzo de cizalla presenta variaciones con la profundidad, que siguen la función:  $t_a = \gamma_w g (d - y) \cdot S$

Según se asciende en la columna de agua el esfuerzo de cizalla disminuye, hasta alcanzar el valor de 0 en superficie y por el contrario, el máximo valor se alcanza en la interfase lecho-fluido.

La relación esfuerzo de cizalla-depósito se ha establecido en los trabajos de Shields (1936) y Leopold *et al.* (1964) que presentan a  $\tau$  en relación con el inicio del movimiento de las partículas de los granos del lecho, definiendo un esfuerzo adimensional ( $\tau^*$ ) que marca el umbral del movimiento. Shields (1936) definió un valor constante de  $\tau^*$ , pero posteriores investigaciones han descubierto que existen diferentes umbrales en función del sedimento (si es mixto o de un solo tipo) y según el tamaño de los granos. Southard (1975) incluye una relación entre el esfuerzo de cizalla y la velocidad media del flujo para flujo estacionario a profundidad constante. Los trabajos de Costello (1974) presentan los campos de estabilidad para las formas del lecho en función del esfuerzo de cizalla y el tamaño del diámetro de los granos, desde la ausencia de movimiento hasta el lecho plano superior. El aumento del esfuerzo de cizalla produce el paso desde una zona sin movimiento (definida por el umbral) a zonas con desarrollo de lechos planos inferiores, ripples, barras, dunas y lecho plano superior. Estas transiciones dependerán altamente del tamaño de grano, por lo que no tienen que darse todos los estados con el aumento del esfuerzo de cizalla. Todos estos trabajos reflejan un comportamiento de los ríos frente a las inundaciones que fundamentalmente tiene un carácter experimental al ser resultado de evaluación en canales artificiales (*flumes*).

El objetivo principal de éste apartado es aplicar las experimentaciones hechas en laboratorio al escenario natural de la avenida del río Rivillas. Para ello se cuenta con un análisis de las estructuras sedimentarias dejadas en el río Rivillas en los tramos seleccionados y el análisis hidráulico efectuado mediante HEC-RAS, a partir del cual se obtienen los resultados del esfuerzo de cizalla medios para cada margen. Los resultados obtenidos son los siguientes:

Las barras longitudinales se sitúan en puntos con valores medios del esfuerzo de cizalla en un rango entre 9 y 47 N/m<sup>2</sup>, siendo lo normal valores superiores a 20 N/m<sup>2</sup>. Las barras procedentes de derrames tienen un rango entre 4 (inicio del derrame) y 31 N/m<sup>2</sup>, con valores normales superiores a 16 N/m<sup>2</sup>. Los abanicos tienen un rango entre 15 y 39 N/m<sup>2</sup>, valores cercanos a los alcanzados por las barras longitudinales y barras de

derrame. En las morfologías erosivas el valor del esfuerzo de cizalla medio se incrementa con cifras que alcanzan los  $93 \text{ N/m}^2$  de valor máximo para las acanaladuras, siendo normales valores superiores a  $30 \text{ N/m}^2$ . En los canales recuperados por el río el valor es superior a los  $35 \text{ N/m}^2$ .

En base únicamente al valor del esfuerzo de cizalla existe una clara delimitación sobre la llanura entre las formas de depósito y las formas de erosión, aunque los valores tienen un amplio espectro (muy posiblemente debido a la poca precisión del método de estimación, puesto que se basa únicamente en valores medios para una margen y dentro de un perfil).

#### **4.9.5 Relación con la potencia fluvial**

##### **4.9.5.1 Generalidades**

La potencia fluvial (*stream power*) se define como una potencia por unidad de superficie ( $\text{W/m}^2$  ó  $\text{N/m.s}$ ). Esta variable física es muy importante en los procesos de transporte, erosión y sedimentación, puesto que determina el tipo de acción elemental que corresponde en función del material disponible. Puede ser abordado desde diversas perspectivas: potencia y longitud, que se relaciona con la pendiente del valle ( $s_v$ ), potencia y longitud del canal, relacionado con la pendiente del mismo, potencia y área del lecho, relacionado con el esfuerzo de cizalla y por último, potencia y peso específico del agua. El concepto de potencia fluvial se aplica a la dinámica del río para conocer en la medida en que están actuando las fuerzas de acción (variables que incrementan la degradación) y se relaciona con el umbral crítico (Baker y Costa, 1987) mediante el cociente entre potencia fluvial (degradación) y potencia de resistencia (agradación). Los caudales de avenida afectan a la resistencia al decrecer la rugosidad, tanto por la destrucción de la vegetación de ribera, la erosión de los obstáculos al flujo del lecho y la formación de canales rectos. También presenta muy alta relación con los materiales transportados, que son muy sensibles a los cambios del caudal, de hecho la relación entre caudal y material en suspensión sigue una ecuación exponencial. Si aumentan los caudales considerablemente, se ponen altas cantidades de material en suspensión. Por el contrario son los aumentos de los esfuerzos de cizalla los que son responsables de la puesta en marcha del material que circula como carga de fondo.



Las fuerzas de resistencia van a favorecer el depósito: al incrementarse disminuyen la relación con las fuerzas conductoras y viceversa. Sobre ellas actúan la rugosidad hidráulica, cantidad de carga de fondo y tamaño de los materiales. Según Bull (1978), los tramos pueden ser agradacionales o degradacionales y la potencial fluvial nos va a dar una indicación sobre la situación en que se encuentra el río mediante la posición de su umbral de equilibrio. Las condiciones que pueden cambiar el equilibrio son: (1) pendientes estables/inestables, (2) vegetación en laderas y llanura, (3) torrencialidad de la precipitación, (4) tectónica y (5) los procesos de modificación antrópica.

El papel de la potencia fluvial (como elemento modificador de la geomorfología fluvial), refleja la pérdida de energía potencial generada por el flujo durante los eventos de crecida. Las variaciones en los caudales ajustaran los parámetros de anchura, profundidad, velocidad,  $n$  de Manning y esfuerzos de cizalla que se reajustan a la nueva sección que ofrece el valle para la circulación de un caudal concreto (Baker y Costa, 1987). Según Leopold *et al.* (1964), en el balance erosión sedimentación se muestra como tras las etapas de alta energía producidas por el pico de la crecida, donde son erosionados los cultivos de las llanuras de inundación, llega una etapa de sedimentación sobre esas mismas estructuras erosivas, quedando el estado final parecido al inicial.

En la presente tesis doctoral, las relaciones con la potencia fluvial que hemos obtenido para la inundación del río Rivillas indican algo parecido a lo que señalaba la variable esfuerzo de cizalla. Los mayores valores son alcanzados por las formas erosivas con un rango entre 22 y 152  $\text{W/m}^2$  para las acanaladuras y algo más bajo (36-69  $\text{W/m}^2$ ) para los encajamientos en canales antiguos. El rango de valores medios en las otras formas es más bajo, entre 10 y 38  $\text{W/m}^2$  en abanicos y 0,8 y 29  $\text{W/m}^2$  para *crevasses*. Las barras longitudinales tienen un rango más variable de estabilidad, entre 15 y 55  $\text{W/m}^2$ .

Forma		Tramo	Calado (cm)	Velocidad (m/s)	Esfuerzo de cizalla (N/m <sup>2</sup> )	Potencia fluvial (W/m <sup>2</sup> )
Barras y derrames	Barra longitudinal arenosa	Romera	50-100	0,4-0,9	17-40	4-33
			70-100	0,5-0,6	9-15	4-10
		Cansini	100-120	0,8-1	21-33	18-34
			130-140	0,8-0,9	21-26	18-25
		Galache	60-140	0,7-1,1	19-47	15-55
		RANGO	60-140	0,4-1,1	9-47	4-55
	Crevasse splay	Romera	<150	0,6	16,5	11
		Cansini (**)	30-100	0,2-0,9	4-31	0,8– 29
		RANGO	30-150	0,2-0,9	4-31	0,8-29
Abanicos		Romera	<80	0,8	31,8	28
			<100	1,01	37,3	38
			<50	0,7	14,9	10
		Cansini	<30	0,9	39,2	37
		Galache	<30	0,95	29,1	28
		RANGO	<100	0,7-1,01	15-39	10-38
Erosión	Acanaladuras	Romera	150	1,37-1,67	81-93	120-152
		Cansini	100-145	1-1,42	31-76	32-108
		Galache	130	0,68-1,2	17-57	22-71
		RANGO	100-150	0,68-1,67	17-93	22-152
	Encajamiento en canales antiguos	Romera	170	1,1	58,7	69
		Cansini	120	1	35,4	36
		RANGO	120-170	1-1,1	35-58	36-69

**Tabla 4-52. Valores de las principales variables estudiadas asociadas con el tipo de forma encontrada referidos a los valores medios para cada sección, exceptuando el (\*\*) que representa el valor de inicio y final del derrame**

#### 4.9.5.2 Cálculo de la potencia fluvial media en la cuenca del río Rivillas

La relación entre el potencial de cambio que produce un trabajo de tipo geomórfico y las inundaciones de Badajoz se puede establecer para los tres tramos modelizados mediante HEC-RAS. Estos valores son los correspondientes al caudal máximo de la crecida en cada tramo y se han calculado para la margen izquierda, derecha y canal, así como los valores medios para cada perfil. En la tablas 9-22, 9-23 y 9-24 de los anexos están detallados los resultados para cada uno de los perfiles de los tres tramos y en la tabla 4-53 se ofrecen los valores medios. Los valores aportados por el programa HEC-RAS calculan la potencia fluvial en condiciones de agua normales, es decir con peso específico alrededor de  $9.800 \text{ N/m}^3$ , mientras que durante la crecida estas condiciones cambian (el peso específico es mayor al elevarse su contenido en arcilla).

Tramo	Potencia fluvial margen izquierda	Potencia fluvial margen derecha	Potencia fluvial canal	Potencia fluvial media
Romera	39,03	70,76	217,49	74,58
Cansini	27,33	34,68	204,89	50,28
Galache	30,20	16,02	171,79	35,40

**Tabla 4-53. Valores medios de la potencia fluvial ( $\text{W/m}^2$ ) para los tres tramos estudiados en la margen izquierda, derecha, canal y valores medios (salida HEC-RAS)**

Se ha realizado un contraste de los datos del HEC-RAS con la ecuación empleada por Costa y O'Connor (1995) con el objeto de ver las modificaciones que puede introducir el cambio en el peso específico:  $w = \frac{g \cdot Q \cdot S}{w}$

Donde  $w$  es la potencia fluvial,  $\gamma$  es el peso específico del agua ( $9800 \text{ N/m}^3$  para aguas claras),  $Q$  es el caudal,  $S$  es la pendiente de la línea de energía y  $w$  es la anchura de la superficie de agua.

Los valores se han calculado a partir de los datos reales (Tabla 4-54), pero sin tener en cuenta que las peculiares condiciones de la llanura hicieron que se aportase arcilla procedente del horizonte superficial, por lo que su peso específico sería mayor (los datos bibliográficos de aguas de crecida indican rangos de valores entre  $12.000$  y  $30.000 \text{ N/m}^3$ ) y con ello la potencia fluvial se incrementa. Para la cuenca no ha sido posible

calcular el valor exacto de peso específico, no obstante se ha considerado que la cantidad de arcillas en suspensión no fueron muy elevadas y se ha trabajado con un valor de  $13.000 \text{ N/m}^3$  tomado de valores recogidos durante crecidas en otros ríos de la cuenca (LNEC, 2002, SNIHR, página web) como un afluente del Guadiana en su curso bajo, el río Oeiras ( $15.000 \text{ N/m}^3$ ) y el propio río Guadiana ( $13.000 \text{ N/m}^3$ ). El resultado al comparar los dos métodos (Tablas 4-53 y 4-54) indica que existe una aproximación de los valores de potencia fluvial obtenidos para condiciones normales o aguas claras (74 frente a  $61 \text{ W/m}^2$  en Romera, 50 frente a  $47 \text{ W/m}^2$  en Cansini y 35 frente a  $49 \text{ W/m}^2$  en Galache), éste último con una diferencia mayor. Mientras, que si consideramos agua cargada en sedimento (Tabla 4-54), el valor de potencia fluvial se incrementa significativamente (por ejemplo hasta los  $81 \text{ W/m}^2$  en el caso del tramo de Romera), lo que representa un incremento porcentual del 9,4% en este tramo y de un 24 y 85% para los otros dos. El aumento en la potencia fluvial aguas abajo al tener en cuenta sedimento en el agua es bastante coherente con el aumento de caudal y material arcilloso transportado de la parte alta hacia los tramos bajos.

Tramo	Caudal punta (m <sup>3</sup> /s)	S	w media	Potencia fluvial agua clara	Potencia fluvial agua turbia	% relativo
Romera	156	0,004	100	61,1	81,12	9,4
Cansini	180	0,004	150	47	62,4	24
Galache	300	0,005	300	49	65	85

**Tabla 4-54. Valores aproximados de potencia fluvial en  $\text{W/m}^2$ , estimada para los diferentes tramos estudiados considerando, por un lado el peso específico del agua clara y por otro el peso específico de agua cargada en sedimento arcilloso ( $\gamma = 13.000 \text{ N/m}^3$ ). Se ha estimado el porcentaje relativo de incremento de la potencia fluvial al considerar el agua con sedimento**

Como indicador puntual este resultado puede ser interesante, pero en realidad los efectos que una crecida tiene sobre el paisaje fluvial no son el resultado del máximo de los caudales sino del continuo de la inundación, es decir del paso continuado de altos caudales con altos valores de potencia fluvial. Es por tanto interesante evaluar cual es la potencia fluvial media de toda la crecida y la energía desarrollada por una inundación, aspectos que serán tratados en el siguiente apartado.

### 4.9.5.3 Efecto geomórfico de la crecida

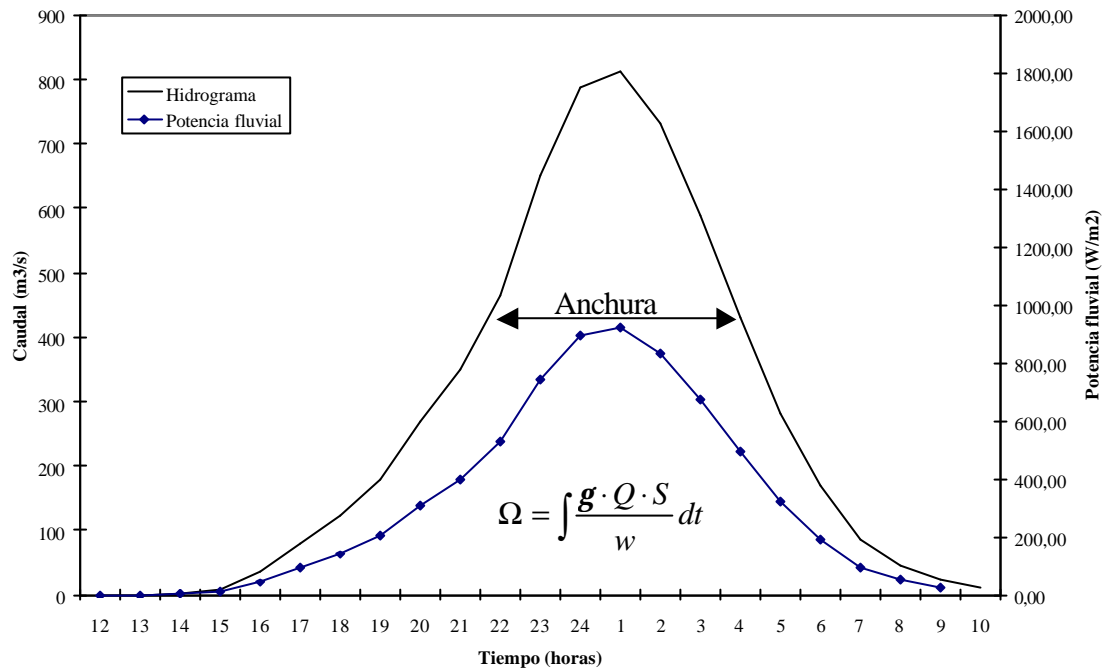
El hecho de que algunas inundaciones no tengan apenas consecuencias geomórficas y otras produzcan cambios espectaculares en la configuración fluvial ha sido estudiado por algunos autores (Costa, 1974, Baker, 1977, Costa y O'Connor, 1995) y relacionado con la potencia fluvial.

Inundación	Potencia fluvial máxima (W/m <sup>2</sup> )	Potencia fluvial media (W/m <sup>2</sup> )	Duración (sx10 <sup>3</sup> )	Energía unitaria (J x 10 <sup>3</sup> )	Impacto geomórfico	Autor
Teton Dam	17.200	3400	29	109.000	Extremo	Ray y Kjelstrom, 1978
Rubicon River	6100	3600	22	29.000	Extremo	Scout y Gravlee, 1968
Roaring river	4300	1200	7,2	8500	Extremo	Jarret y Costa, 1986
Centralia	3300	1650	0,38	620	Pequeño	Costa, 1994
Porter Hill	2900	1450	1	1500	Pequeño	Costa y O'Connor 1995
Plum Creek	630	110	68	3900	Extremo	Osterkamp y Costa, 1987
<b>Rivillas</b>	923,6 (1)	348,7 (2)	79,2 (3)	22.600	Grande	PresenteTesis

**Tabla 4-55. Datos de variables hidráulicas, energía y cambios geomórficos en estudios bien documentados (modificado de Costa y O'Connor, 1995). (1) Calculado a partir del caudal máximo de la crecida (812 m<sup>3</sup>/s), peso específico de 13000 N/m<sup>3</sup>, y pendiente de 0,007. (2) Valor medio calculado para el hidrograma. (3) Estimado en una duración de 18 horas del hidrograma**

En la inundación del río Rivillas no aparecen modificaciones importantes en la configuración del paisaje fluvial (posteriormente a la inundación no se observan cambios de trazado en el canal ni cambios en el valle), pero esto por si mismo no es suficiente como para descartar el impacto geomórfico de la crecida puesto que en la mayoría de las zonas el canal estaba rectificado y por tanto sin opción a generar cortas de meandros. Donde si se observa el impacto es en la gran cantidad de erosión que se da en la llanura de inundación y sobre todo la tremenda fuerza de las aguas en la zona urbana. El trabajo de Costa y O'Connor (1995) señala que la potencia fluvial por si misma no es capaz de generar cambios profundos, para ello es necesario tener en cuenta la duración del pico de la crecida y la relación de energía gastada de forma unitaria.

Como se desprende de la tabla 4-55, no es suficiente un valor alto de potencia fluvial para generar cambios morfológicos grandes tras una inundación.



**Figura 4-100. Hidrograma y valores de potencia fluvial para la crecida del río Rivillas en la unión de los ríos Rivillas y Calamón. La anchura del hidrograma produce valores muy altos de potencia fluvial**

La morfología del pico de la crecida es importante puesto que aunque la potencia fluvial generada sea muy baja (la media e incluso la máxima), como es el caso del caso de Plum Creek (Osterkamp y Costa, 1987) se pueden generar cambios muy grandes (e inclusive extremos) en el río si el mantenimiento de los mismos es largo. Este caso es significativo puesto que los valores de duración del pico de la crecida son muy similares a los del río Rivillas ( $68 \times 10^3$  por  $79,2 \times 10^3$  segundos) y los cambios geomórficos fueron mayores con valores menores de la potencia fluvial máxima ( $630 \text{ W/m}^2$  en Plum Creek y  $923,6 \text{ W/m}^2$  en el Rivillas). Al comparar estas dos crecidas con otras en las que la potencia es muy alta, pero sin embargo el impacto pequeño, llegamos a la conclusión de que no se trata tanto de un caudal determinado, sino de tener el río en unas condiciones determinadas y una forma del hidrograma favorable para tener valores de energía unitaria alta. Los resultados obtenidos de la energía empleada durante la inundación del río Rivillas muestran un alto valor, hecho que tiene relación con la forma ancha del

hidrograma (Figura 4-100), que forma una meseta y mantiene un elevado caudal durante dos o tres horas.

#### **4.10 Síntesis de los aspectos más significativos**

Como resumen los principales aspectos significativos del trabajo en la inundación del río Rivillas, podemos sintetizarlos en los siguientes apartados:

##### *a) Morfometría y geomorfología*

La cuenca del río Rivillas ha sufrido importantes transformaciones en los últimos siglos que han modificado la llanura y el cauce del río y han cambiado las condiciones de la cuenca. Los cambios recientes desde mitad del siglo XX han supuesto la eliminación de la vegetación de ribera, rectificación del cauce y ocupación de la llanura. Dichos cambios coinciden con el inicio de la siniestralidad por crecidas.

Los parámetros morfométricos muestran en este caso poca relación con las inundaciones, entendemos que a causa de ser cuencas tan modificadas por el hombre que se pierda sensibilidad. Algunos parámetros sí que indican que la cuenca tiene unas características favorables a la creación de inundaciones súbitas. La circularidad ofrece valores medios, pero la similar forma y valor del índice para los dos afluentes principales hace que las puntas de los hidrogramas lleguen a coincidir en el tiempo. La densidad de la red de drenaje es baja, lo que muestra problemas a la hora de evacuar el caudal. Este bajo valor se relaciona con la desaparición de cauces de órdenes menores por labores agrícolas.

##### *b) Meteorología del evento*

Los valores de precipitación registrados durante el evento de 1997 son excepcionales, superando en casi todos los casos las efemérides de cada estación, pero estos valores no son por sí solos suficientes como para explicar una crecida de semejante magnitud. Las lluvias en los días previos, cerca de 84 mm, son suficientes para alcanzar el umbral de escorrentía y evitar la infiltración. El periodo de retorno de las lluvias puede considerarse de unos 500 años.

*c) Hidrología de la crecida*

El periodo de retorno del caudal máximo de la crecida, calculado mediante el método racional a partir de los datos de lluvia ofrece valores cercanos a los 500 años, pero según la función de distribución empleada puede descender sensiblemente. El valor de humedad antecedente que modifica el umbral de escorrentía, las modificaciones en los usos del suelo y la función de distribución empleada son los factores que más cambian el resultado final, llegando a ser la diferencia cercana al 100%.

El método racional, cuando lo empleamos para calcular el caudal máximo de la crecida ofrece valores que sobreestiman bastante el caudal máximo final. Las condiciones que más se ajustan al resultado real son las normales (en cuanto a humedad del suelo), pese a estar el evento claramente en condiciones húmedas. El método del hidrograma unitario, calculado mediante HEC-1, se aproxima mejor a los valores reales obtenidos, pero es necesario ajustar correctamente las variables de entrada, como es el caso de los intervalos de precipitación (que ofrecen mejores resultados si se contrastan los hietogramas con varias estaciones) y el número de curva (que cambia el caudal punta en un 17%). El método hidráulico con datos de niveles de agua es el que permite una mejor evaluación del caudal máximo de la crecida. Para ello necesita unos buenos datos de partida (detritus flotantes) con los que contrastar el modelo, en este caso se ha conseguido aproximar los niveles de flotantes y los niveles de agua modelizados a diferencias menores de 20 cm. Es necesario por tanto hacer una buena discriminación de la idoneidad de los flotantes, pues a veces se sitúan en zonas de perturbación del flujo. Los resultados obtenidos por este método muestran la necesidad de incrementar en un 12% los caudales resultantes de aplicar el método del hidrograma unitario.

Los resultados obtenidos para el caudal máximo indican una cifra cercana al periodo de retorno de 500 años y muestran la importancia que tiene el cálculo correcto del umbral. Condiciones normales situarían la avenida dentro de un T superior a 500 años, condiciones húmedas lo harían por debajo de este umbral, aspecto que tiene alta incidencia en las responsabilidades legales a nivel de indemnizaciones para los afectados, que en este caso tan cercano al límite legal de 500 años dependen del método de cálculo de las frecuencias.



*d) Aspectos morfosedimentarios*

Se han encontrado y descrito un total de 17 formas distintas en la avenida del río Rivillas. La mayoría de estas formas ya han sido descritas en la literatura, pero nunca se había realizado una recopilación completa para un evento concreto puesto que el carácter efímero de las formas suele impedir su estudio y descripción. Cada uno de los depósitos ofrece información sobre la crecida. Las formas sedimentarias no son las que más abundan en la llanura de inundación. Entendemos que es necesario estudiarlas haciendo una división de su ambiente deposicional (fondo de canal-llanura, margen de canal y laterales). Se han descrito un total de 12 formas diferentes de las que puede extraerse la siguiente información: Las barras longitudinales se disponen de forma encadenada y se interpreta como una tendencia del flujo a circular de forma meandriforme durante los momentos de caudal más elevados (sinuosidad del flujo). A veces, las salidas del canal generan un lóbulo de derrame en etapas iniciales de la crecida, que se desarrolla posteriormente como una barra longitudinal, pero cuando el flujo supera con creces la capacidad del canal, lo que aparece es una secuencia de barras separadas por zonas de by-pass sin depósito. Las barras laterales o de orla son buenos indicadores del nivel máximo alcanzado por la crecida. Las barras de cantos blandos y de gravas están intimamente ligadas a actividades antrópicas y no aparecerían de no haberse modificado la zona. Los levees están muy ligados al tratamiento en las márgenes, si estas están vegetadas los depósitos son longitudinales. Cuando el cauce es desprovisto de vegetación existe retrabajamiento en los depósitos con el flujo de retorno, que hemos denominado levees digitados. Los abanicos también están relacionados con la actividad antrópica, pues el depósito que arrastran es mayor por los cambios en los usos. Son la principal fuente de sedimento en el cauce junto con las erosiones.

Las formas erosivas no son muy variadas en número, pero si ocupan la mayor parte de la superficie en la llanura de inundación. Se han descrito un total de 5 formas diferentes que en su mayoría se encuentran ligadas a la actividad del hombre en la llanura. Las acanaladuras longitudinales son la forma más extendida y suponen grandes campos de erosión ligados a zonas de cultivos con arado paralelo a la dirección del flujo, a partir de estas zonas se crean barras de cantos blandos. Las depresiones de obstáculo las

encontramos donde hay restos de edificaciones o puentes destruidos. Las hoyas están ligadas a vorticidad intensa aguas debajo de carreteras, caminos o puentes que cruzan el río. Los encajamientos más grandes aparecen sobre todo en la red de arroyos cubierta por las prácticas agrícolas de nivelación en campos. Esto mismo también le ocurre a la recuperación de canales antiguos en la llanura.

Del análisis individual de cada uno de los tramos estudiados obtenemos la siguiente secuencia de la crecida: Es común en todos la presencia de estructuras que justifican un primer momento energético, tras las lluvias intensas, que indica una crecida de tipo súbito. Atestiguan esto las barras de cantos y gravas y barras de bloques arrastrados en caminos y vallas. En muchos de los tramos a esta crecida sucede la formación de derrames de diversos tipos, muchos de ellos favorecidos por la llegada de material al cauce procedente de las laderas. Los caudales de crecida se mantienen altos, y esto queda justificado por la migración de los derrames, que evolucionan a barras longitudinales, muchas veces ya aisladas del derrame que las originó. En otras ocasiones, el hecho de exhumar canales antiguos que habían sido enterrados para rectificar el río, indica un paso continuado de agua por la llanura con una velocidad considerable, en estas zonas donde el flujo era más veloz encontramos las estructuras erosivas más acentuadas. Por último, en casi todos los tramos encontramos efectos del descenso de los caudales en el retrabajamiento de los depósitos, como los retoques en barras, derrames y levees digitados.

*e) Algunos aspectos sobre relación entre formas, variables físicas e hidráulica de la crecida*

De las cuatro variables estudiadas, el calado no parece indicar relaciones significativas, excepto por la resistencia de determinadas formas a ser erosionadas al ser recubiertas por las aguas hasta 1,5 m de profundidad. Es evidente la relación entre el aumento de velocidad con la presencia de formas erosivas en la llanura de inundación. Este umbral es difuso, pero podría situarse por encima de 1 m/s. En base únicamente al valor del esfuerzo de cizalla existe una clara delimitación sobre la llanura entre las formas de depósito y las formas de erosión, pese a la poca precisión del método de estimación. Las primeras alcanzan valores bajos, con un máximo en 50 N/m<sup>2</sup>, y las segundas se mueven en valores altos que llegan a los 100 N/m<sup>2</sup>. Las relaciones con la potencia fluvial son

similares al esfuerzo de cizalla, los mayores valores son alcanzados por las formas erosivas con un mayor rango para las acanaladuras ( $152 \text{ W/m}^2$ ) y algo más bajo para el resto. Las formas de depósito tienen un rango más bajo con  $55 \text{ W/m}^2$  de máxima en barras longitudinales.

El caudal máximo de la crecida se muestra con alto potencial erosivo, que aumenta hasta un 85% si consideramos el efecto del sedimento. Los efectos que una crecida tiene sobre el paisaje fluvial no son el resultado del máximo de los caudales sino del continuo de la inundación, es decir, del paso continuado de altos caudales con altos valores de potencia fluvial. El efecto geomórfico de la crecida del río Rivillas fue grande, sobre todo debido a la forma del hidrograma, que mantuvo un elevado caudal durante mucho tiempo y formó una meseta durante dos o tres horas.

*Índice del capítulo*

<b>5</b>	<b><i>Síntesis y discusión de resultados</i></b> .....	<b>5-2</b>
	Hidroclimatología y análisis histórico de crecidas .....	5-3
	Paleohidrología en la cuenca media y baja del río Guadiana .....	5-7
	Inundaciones recientes. La crecida del río Rivillas.....	5-14
<b>6</b>	<b><i>Conclusiones</i></b> .....	<b>6-20</b>
	Hidroclimatología y análisis histórico de crecidas .....	6-20
	Paleoinundaciones en el medio y bajo Guadiana .....	6-21
<b>7</b>	<b><i>Referencias bibliográficas</i></b> .....	<b>7-26</b>
<b>8</b>	<b><i>Índice de acrónimos y abreviaturas</i></b> .....	<b>8-46</b>

## **5 Síntesis y discusión de resultados**

Los objetivos de partida en los que se basaba la presente tesis doctoral suponen que es posible establecer relaciones entre las inundaciones (bien a partir de registros históricos o de paleoavenidas) y la información hidrológica disponible en la cuenca (meteorológica, climática y foronómica) y su expresión a diferentes escalas. Se ha conseguido establecer dichas relaciones a dos niveles, uno más global y amplio, la escala de cuenca o a nivel del río principal, y el otro a escala pequeña o a nivel de cuenca de reducidas dimensiones. Ambas escalas nos han permitido conocer las diferentes “realidades” dentro de un río y una cuenca, generalmente mal conocidas y poco estudiadas e integrar gran parte de la información existente obteniendo resultados concluyentes. La integración de la información aportada mejora el conocimiento climático y paleoclimático de las avenidas. Se ha demostrado que el clima y sus variaciones, bien sean naturales o inducidas por el hombre, juega un papel crucial en el desarrollo de las inundaciones, y por otro lado que los cambios que el hombre ocasiona en la cuenca tienen su expresión en las crecidas venideras.

La situación actual del río, muy regulado pero conservando aún gran parte de su naturalidad -se trata posiblemente de la cuenca con menor densidad de población de las cinco grandes cuencas ibéricas- permite pensar que las crecidas no desaparecerán, sobre todo aquellas con magnitudes medias o altas. Los principales fenómenos meteorológicos productores de lluvias se dan en años húmedos y en invierno, cuando los embalses están llenos y no permiten laminar grandes caudales, por tanto es esperable que persistan este tipo de fenómenos naturales. Como complemento, sería recomendable tener en cuenta estas afirmaciones a la hora de regular y construir planeamientos urbanísticos. Sobre todo en las pequeñas cuencas como la del Rivillas, que son especialmente sensibles a los cambios y capaces de crear grandes crecidas con efectos geomórficos intensos.

Se discutirán a continuación los principales aspectos de las conclusiones obtenidas de forma parcial en cada capítulo.

### **Hidroclimatología y análisis histórico de crecidas**

Es evidente que ahondar en el conocimiento de las situaciones meteorológicas que pueden causar inundaciones en la cuenca nos permite avanzar en la protección y sistemas de prevención contra las crecidas. Entendemos que dividir las situaciones por su periodo de ocurrencia, localización espacial y escala de la situación meteorológica nos permite discriminar y entender mejor su expresión en tierra: los valores de precipitación que causan crecidas. Por tanto, se ha tratado de abordar todas las cuestiones relativas a la meteorología y climatología que pudiesen tener relevancia para las inundaciones en la cuenca. Obviamente un aspecto fundamental es el análisis de las precipitaciones, pero también hemos creído oportuno incluir la singularidad de estudiar sus diferencias en aspectos tan importantes como la escala (ámbito geográfico de la perturbación) y los cambios espaciales (zonas de la cuenca) y temporales (estaciones del año).

La principal limitación que encontramos en el estudio de las lluvias es la falta de información más precisa con la que analizar las tormentas y sus consecuencias. La mayor parte del trabajo se basa en datos de lluvias máximas diarias en 24 h, cuestión ampliamente consensuada en la comunidad científica como insuficiente para conocer el desarrollo de estos eventos. Entre los aspectos positivos se encuentra las buenas relaciones que muestran las lluvias máximas en 24 h con el mecanismo generador de las mismas, que permite obtener mucha información aplicable para las inundaciones (periodo de ocurrencia, umbrales de lluvia que causan crecidas, tipo de situación meteorológica).

Espacialmente, la distribución de las zonas en la cuenca parece neta; la cuenca alta tiene su dominio hasta el cambio de las llanuras terciarias manchegas por las crestas de cuarcita en los Montes de Toledo. En esta zona se da una transición hacia la cuenca media, las llanuras aluviales de Extremadura, que a su vez cambian morfológicamente en el tramo bajo, de nuevo relacionado con afloramientos de roca y orografía más abrupta (Penillanura Alentejana Paleozoica). Hidroclimáticamente, las tres zonas están bien definidas, pero habría que incluir una cuarta, la zona baja costera, muy dominada por la entrada de frentes húmedos y claramente influenciada por efectos de tipo orográfico.

Respecto al factor de escala hidroclimática, hemos seguido las directrices del trabajo de Hirschboeck *et al.* (2000). Aunque este trabajo se ha propuesto para zonas climáticamente diferentes de la nuestra, hemos adaptado las diferentes situaciones propuestas a nuestra realidad concreta, eliminando procesos como los huracanes, incluyendo los fenómenos de gota fría y sustituyendo el fenómeno del Niño por otros más adaptados a nuestras condiciones como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). En general se obtiene una relación buena entre los eventos que han generado crecidas y el mecanismo productor de las lluvias.

Los mayores valores de precipitaciones en 24 h en toda la cuenca ocurren en los meses otoñales, seguidos por los de primavera, verano e invierno; es en esta última estación del año cuando se producen la mayoría de las crecidas del río Guadiana. No hay una relación directa entre valores altos de precipitación en 24 horas y ocurrencia de inundaciones, sobre todo en lluvias en los meses otoñales y de verano. Sin embargo, la relación es mayor en los meses de invierno y primavera. Si analizamos la cantidad total de lluvia recogida en cada estación del año, observamos que las inundaciones invernales están muy relacionadas con inviernos muy lluviosos, e incluso con años de carácter húmedo. Están causadas por frentes muy activos que barren toda la cuenca, dejando crecidas a nivel general. Por el contrario, las inundaciones de otoño son de carácter aislado y están causadas por tormentas muy locales de carácter convectivo. Las inundaciones primaverales aparecen de forma local a regional causadas por frentes poco activos.

La escala hidroclimática del evento es una importante herramienta para distinguir diferencias en las inundaciones causadas por situaciones meteorológicas. A micro y mesoescala, observamos que las tormentas (debidas sobre todo a situaciones de gota fría) son de carácter local. El que un evento de crecida ocurra depende de la intensidad de la tormenta y las lluvias antecedentes. Por el contrario, la escala sinóptica sí se relaciona con las inundaciones, pues las lluvias de invierno están producidas por frentes con dirección W de intensidad baja pero duración alta. También en primavera hay una relación, puesto que los frentes son más intensos aunque menos duraderos, por lo que las inundaciones son menos frecuentes, excepto cuando se da un refuerzo orográfico, que provocan inundaciones locales.

A nivel de macroescala se han encontrado asociaciones significativas entre las inundaciones de invierno y la NAO. Con precipitaciones superiores a las normales en invierno existe una correlación muy buena de los valores del índice NAO negativos. El índice NAO y las inundaciones invernales presentan también una correlación buena: valores negativos del índice se relacionan con aparición de inundaciones en invierno, mientras que valores positivos del índice se relacionan con ausencia de inundaciones.

La recopilación de información histórica ha sido sobre todo bibliográfica y se ha complementado con algunos datos de placas de inundación e información oral. En este sentido creemos oportuno señalar la importancia de las placas de inundación para obtener valores reales de caudal de la crecida y establecer comparaciones entre eventos del pasado. La información oral tiene gran valor como complemento, pero nunca ha de tomarse como una fuente única para discriminar la importancia de las inundaciones, pues suele tener carácter subjetivo. A nivel metodológico no hemos empleado, pero creemos oportuno, el diseño de fichas estandarizadas que minimicen dicha subjetivización.

Hemos estimado, en base a la metodología seguida por Barriendos (1995), la magnitud de los eventos, puesto que se trata de aproximaciones a la realidad que se basan en descripciones antiguas y subjetivas. Se han intentado buscar aquellos criterios que muestren una mayor fiabilidad. Pérdidas de cosechas, rogativas o información relativa a daños materiales son indicadores relativos, pues quien los hizo posiblemente no tuvo modelo para compararlos. Sin embargo, las infraestructuras -sobre todo los puentes-, muestran información más fiable al estar generalmente referida a la medida de la altura de la inundación en el mismo. Este indicador, ya trabajado por otros autores como Rico (2004), permite establecer magnitudes relativas entre eventos (y a veces el caudal máximo de la crecida).

La cuenca del río Guadiana presenta climáticamente influencias mixtas, atlánticas y mediterráneas; esto se refleja en las inundaciones, que son diferentes según opere un modo de circulación u otro. El modo de circulación en dipolo parece estar más relacionado con la influencia atlántica, mientras que el modo de circulación zonal parece estar más ligado a la influencia mediterránea. Los momentos de máximas inundaciones no coinciden exactamente con los mismos periodos en Europa o incluso



dentro de la península si las comparamos con las ocurridas en el Mediterráneo. Los únicos periodos generales de inundaciones entre el Mediterráneo, la Europa Atlántica y el río Guadiana se establecen en 1560-1570, 1700-1720 y 1860-1870 y el único periodo general sin inundaciones se establece alrededor de 1900.

Un aspecto que merece la pena comentar desde un punto de vista climático, son los buenos resultados del estudio de la inundación de 1876, considerada como de alta magnitud, general en toda la cuenca. Al recopilar información de otras zonas, tanto a nivel peninsular como a nivel mundial, obtenemos relaciones muy significativas, por lo que proponemos este tipo de trabajos transversales como una herramienta más del estudio de las inundaciones históricas.

De hecho, las relaciones climáticas entre inundaciones del pasado se han establecido a partir del trabajo de Jacobeit *et al.* (2003), desarrollado sobre todo para centroeuropa, y por tanto con diferencias significativas respecto al clima peninsular. Se ha tratado de respetar las diferencias climáticas entre las dos zonas, incluyendo un análisis en Centroeuropa, el Mediterráneo y las inundaciones en la cuenca del río Guadiana. Al comparar esos dos ambientes con la cuenca de estudio pretendemos señalar similitudes y diferencias, de nuevo ligadas con las distintas zonas de la cuenca y con los mecanismos productores de lluvia.

Según esto, algunos eventos encontrados en la cuenca del río Guadiana parecen obedecer a momentos de cambio a escala global. Las mayores inundaciones a veces no se relacionan con un modo de circulación u otro, sino más bien con un momento de transición o cambio. Este es el caso del evento de 1876 que parece estar ligado en Europa con transiciones entre los modos de circulación (Jacobreit *et al.*, 2003).

Las tendencias climáticas no son tan claras a partir del inicio del siglo XX. Los patrones de circulación y la frecuencia y magnitud de las inundaciones no se relacionan bien, muy posiblemente por las modificaciones antrópicas y la variación de los patrones climáticos. En este periodo los momentos de mayores inundaciones se explican mejor a través de la variación del índice NAO con elevada coincidencia, especialmente para valores fuertemente negativos del índice.

### **Paleohidrología en la cuenca media y baja del río Guadiana**

Al consultar diversas fuentes sobre cual es la mayor crecida ocurrida en una zona, observamos que, según sea el tipo de fuente, el evento varía. Si consultamos a la población local de la cuenca del río Guadiana, concluiremos que la mayor crecida fue la de 1997 (última inundación reciente de importancia). El registro instrumental (hasta 1941) muestra que la crecida más alta alcanzada en el bajo Guadiana es la de 1947, mientras que si consultamos la información histórica, obtenemos que la mayor fue la inundación de 1876. Por lo tanto, las distintas escalas (sobre todo temporales) nos van a permitir recoger las crecidas con distintas magnitudes y periodos de retorno y, en este sentido, la paleohidrología se muestra como una importante herramienta, pues permite obtener datos más antiguos no registrados. El análisis de los depósitos de remanso ha permitido definir nuevas crecidas de alta magnitud no registradas anteriormente y establecer que la mayor crecida que hemos encontrado fue la de 1603 para la cuenca baja.

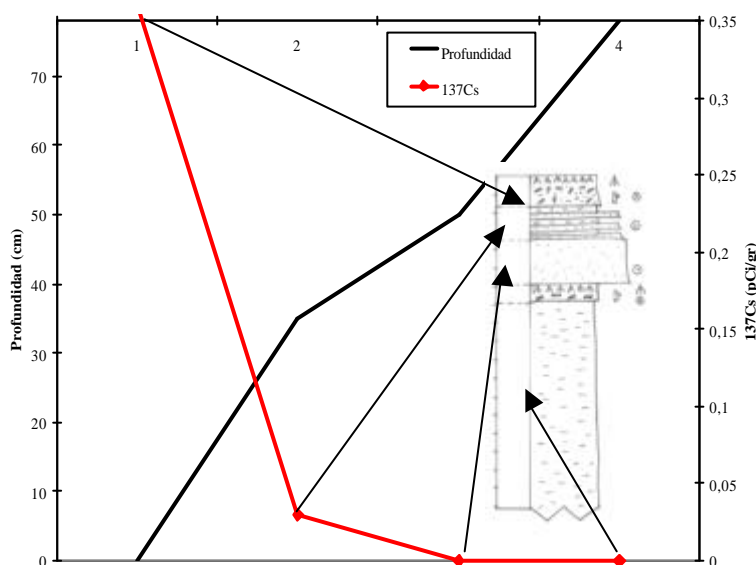
Los resultados que aporta el método paleohidrológico son fuertemente dependientes de unos buenos datos de partida, de la calidad de los depósitos, la complejidad del tramo a modelizar, y la existencia de criterios de validación. Los *slackwater deposits* (SLW) o depósitos de remanso ofrecen una buena correlación con las avenidas históricas, siempre que se disponga de dataciones en varios depósitos que permitan la correlación.

Respecto a la datación de los depósitos, la recogida de muestras y el tratamiento de las mismas para su datación sigue un protocolo estándar, pero sí es interesante señalar en cuanto a sus resultados, que los dos métodos de datación empleados han de tomarse de forma cauta. En algunas ocasiones, hemos obtenido incoherencias entre las edades propuestas y el registro estratigráfico, generalmente debidas al bajo contenido en carbón de la muestra. En este sentido, algunos depósitos de Pulo do Lobo (PDL) han mostrado muy bajas cantidades, en las que la precisión de la datación mediante  $^{14}\text{C}$  estándar no es buena. El método AMS ofrece mejores resultados para muestras de bajo contenido en carbono.

El  $^{137}\text{Cs}$  se muestra como un buen complemento para discriminar entre eventos recientes y antiguos, pero no ofrece una edad determinada y por tanto no es efectivo para una datación absoluta de eventos antiguos. Éste elemento ofrece además problemas de

contaminación por aguas pluviales, como se señaló para tres muestras de PDL y sobre todo, como se observó en otra columna del EH (asociada a la avenida de 1941 y que, sin embargo, presenta trazas de cesio sin que haya existido una avenida histórica con ese calado con posterioridad a 1955).

Como puede verse en la figura 5.1, en esa misma columna según aumenta la profundidad disminuye, en cada uno de los cuatro niveles estudiados, la traza de cesio hasta desaparecer en el último. Esta anomalía se interpreta como derivada de la contaminación por aguas pluviales, puesto que el depósito ocupa el nivel superior de la columna. Además puede verse como la infiltración alcanza también a la unidad inferior, que presenta valores ya más bajos y por tanto anteriores a 1955.



**Figura 5-1. Columna EHCMS2, donde aparecen trazas de  $^{137}\text{Cs}$  por infiltración de aguas pluviales**

En la calibración del modelo es imprescindible contar con buena información de contraste. En la modelización se ha seguido un método muy contrastado por su eficacia (el paleohidrológico), pero entendemos que es necesario contar con un buen elemento para su calibración. Para ello una estación de aforo y/o la presencia de detritus flotantes de una inundación reciente aseguran bajos niveles de error en el modelo, como ha sido el caso de PDL. La presencia de una estación de aforo cercana, y mejor, si es posible, dentro del tramo a calibrar, nos ha permitido ajustar el modelo con precisión centimétrica (en el tramo de PDL), mientras que si la estación se encuentra alejada, la precisión será de tipo métrica (en el tramo de EH). Además, es importante que no

existan afluentes de importancia y no aforados entre la estación y el tramo modelizado. En el tramo EH se encuentra el río Tirteafuera que, al no estar aforado, impide realizar un contraste de caudales con crecidas conocidas, como la de 1997.

Así, en PDL, el ajuste ha sido muy bueno gracias al empleo de dos métodos combinados: la curva de gasto de la estación de aforo y un nivel continuo de detritus de la avenida de 1997. El mejor ajuste se ha logrado para caudales altos. En la zona del Estrecho de las Hoces la calibración ofrece pobres resultados, pues no existe estación de aforo y los detritus se limitan a dos observaciones sin continuidad a lo largo del perfil. Los resultados finales tienen, por tanto, menor fiabilidad.

En referencia a la sensibilidad del modelo, la estimación de un adecuado valor de rugosidad es la pieza clave para que el modelo se ajuste a la realidad. Los métodos de ajuste más adecuado para este tipo de paleoinundaciones son el de Cowan (1956) y el FHWA (1984), que consideran el valor final de rugosidad como un compendio de subvalores y permiten aproximarse a un valor más objetivo. Como limitación a este tipo de estimaciones, entendemos que las condiciones de rugosidad bajo las que se modela están basadas en las condiciones actuales, que posiblemente no sean las mismas para eventos tan antiguos. A finales del siglo XIX y el XX la rugosidad podría ser menor debido a la tala de vegetación y al aprovechamiento de las orillas para el pastoreo y para la minería de sulfuros masivos (la mina de Sao Domingos se encuentra muy cerca). Pero para épocas aún más antiguas, muy posiblemente, la situación fuese la inversa; esto es, una rugosidad mayor, debido a una mejor conservación de la vegetación de ribera, al tratarse de zonas escasamente pobladas y aprovechadas. Por otra parte, el confinamiento que suponen estos valles encañonados hace que tras una gran crecida sea arrastrada mucha vegetación de las orillas y laderas, dejando para la próxima inundación unas condiciones distintas, así como los incendios forestales que pueden suponer cambios en la rugosidad no tenidos en cuenta por el modelo.

Un elemento que genera cambios de cierta entidad en los resultados finales es la condición de contorno, que, en la mayoría de ocasiones, suele calcularse mediante la pendiente local del tramo. Esta pendiente es necesario ajustarla lo más posible, pues como se ha visto en el tramo de PDL, los resultados y el ajuste de los caudales se modifican, incluso para cambios en la pendiente de  $\pm 0,00005$ .

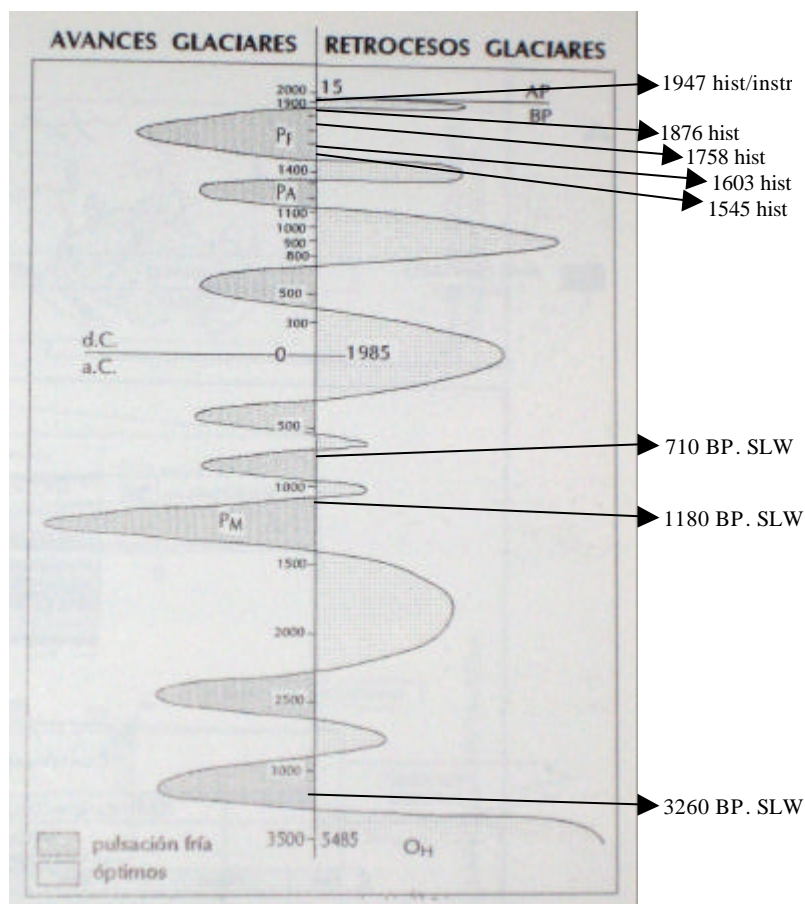
Con respecto al análisis de las inundaciones estudiadas, existen tres hitos básicos que condicionan el trabajo de partida: (1) La crecida histórica de 1876 es la más ampliamente registrada a lo largo de toda la cuenca y por tanto parecería que se trata del evento de mayor magnitud, (2) la crecida de 1947 es la mayor de las registradas durante el periodo instrumental, siendo menor que la de 1876, y (3) el evento de 1997 es la crecida reciente más importante. Los documentos históricos muestran, además, que en la cuenca han existido algunas inundaciones que podrían asimilarse en magnitud a la de 1876; aunque no contamos con datos de su caudal, los efectos parecen equivalentes (la avenida de 1603 destruyó el antiguo puente de Palmas en Badajoz, la avenida de 1758 alcanzó una altura cercana en el mismo puente...). Además de éstas, hemos encontrado algunos eventos fuera de la época de registro documental. El trabajo con sedimentos antiguos ha demostrado que existen eventos de mayor magnitud no registrados histórica ni instrumentalmente.

Según el registro de paleocrecidas existe en el bajo Guadiana una concentración de eventos entre los siglos XVIII y XIX. Antes de esa fecha, los eventos son dispersos; posteriormente al siglo XIX, sólo queda registrado en los sedimentos el de 1947. En el Guadiana medio (zona de transición de EH), los eventos también se concentran en esos siglos e igualmente queda registrado el de 1947, general en toda la cuenca. A diferencia de PDL, aquí si se ha registrado algún evento reciente (1941) en los sedimentos.

Las implicaciones climáticas del estudio de las paleocrecidas en las zonas de estudio ofrecen resultados interesantes. Las crecidas encontradas en la zona de PDL son atribuibles a las registradas históricamente, esto no puede observarse con tanta claridad en el EH por la poca calidad de los datos y escasez de registros de paleoavenidas. Aun así, los datos obtenidos de las paleoavenidas han permitido ampliar el conocimiento sobre las crecidas de la cuenca con algunos eventos no reseñados históricamente, que si bien no son muy numerosos, su datación muestra una edad que aporta información de tipo climático (Figura 5.2).

Si cruzamos la información registrada por Chaline (1985) para las pulsaciones en glaciares de los Alpes durante los últimos 5500 años con los resultados obtenidos sobre las inundaciones durante el mismo periodo, se encuentran agrupaciones de eventos principalmente en momentos de pulsación fría y, además, algunas veces cerca de

momentos de cambio entre pulsaciones. No hemos encontrado datos en bs periodos de pulsación fría entre 1100 y 1300 AC y entre 400 y 700 AC, pese a contar ya con información histórica en la cuenca y tampoco los hemos encontrado para las pulsaciones de 400-500 BC y 2250-2300 BC (el registro histórico no alcanza estas épocas y tampoco se han encontrado en el registro sedimentario).



**Figura 5-2. Pulsaciones en glaciares de los Alpes durante los últimos 5.500 años (tomado de Pedraza, 1996, modificado de Chaline, 1985). Sobre el gráfico están situados los grandes eventos de crecidas en época instrumental (instr), histórica (hist) y paleocrecidas (SLW) en las dos zonas analizadas**

Durante los episodios de pulsación cálida no se observan eventos de inundación en la cuenca del río Guadiana. No existen crecidas durante el Periodo Medieval Templado (MWP) y cuando sí que aumentan es durante el periodo de Pequeña Edad de Hielo ó *Little Ice Age* (LIA). Las inundaciones de 1603 hasta 1823 son buenos ejemplos de

crecidas agrupadas dentro de pulsaciones frías, eventos recogidos por la calidad del registro histórico para estas fechas.

En la cuenca del río Guadiana no se pueden explicar todos los eventos en base a estas variaciones climáticas. Existen cambios a nivel de macroescala que son fácilmente correlacionables con las crecidas, como ya se ha comentado para los capítulos 1 y 2. Las lluvias en la cuenca generadas por frentes del SW y W durante el invierno (modo de circulación zonal) son las causantes de la mayoría de las inundaciones, y están favorecidas por situaciones del índice NAO negativo ó fuertemente negativo. En este sentido, se han encontrado similitudes en los resultados obtenidos por Ely (1997) para Estados Unidos, con relaciones entre valores negativos del SOI (*South Oscillation Index* ó Índice de Oscilación del Sur), intensidad de ENSO (El Niño *Southern Oscillation* ó fenómeno de El Niño) y crecidas. La coincidencia de estos episodios dentro de un periodo de pulsación más frío para Europa hace aparecer eventos de grandes crecidas.

Ya se ha comentado antes que otro factor climático que controla la ocurrencia de inundaciones es el modo de circulación. El modo de circulación más favorable para grandes eventos de avenida es el zonal. También hay una relación entre ocurrencia de eventos de gran magnitud y cambios en los patrones de circulación (zonal a dipolo para grandes crecidas del Guadiana y dipolo a zonal para grandes crecidas en los afluentes). Como ya señaló Knox (1993) para los Estados Unidos, las grandes inundaciones ocurren durante momentos de cambios. Este es el caso para inundaciones en la cuenca del río Guadiana, como la de 1876 (con cambio del modo de circulación zonal a dipolo) y dentro de una transición entre pulsaciones frías y un óptimo (cambio de la “pulsación Fernau” al óptimo reciente).

Por supuesto, además de los factores climáticos e hidroclimáticos de macroescala, en las dos zonas de estudio podemos encontrar algunas crecidas causadas por fenómenos de meso o microescala, por ejemplo de tipo convectivo durante el otoño, que no siguen aparentemente un patrón claro.

Para establecer una estimación de la periodicidad de las avenidas hemos recurrido a distribuir los eventos según el caudal máximo que los generó y su dispersión en el tiempo, obteniendo por tanto su recurrencia relativa. Somos conscientes de que los resultados no tienen un significado estadístico ni puede entenderse como una frecuencia

real, pero da idea de la repetición de inundaciones con altos valores de caudal en la cuenca a lo largo de los últimos 500 años.

El análisis de los cambios recientes en la cuenca que puedan afectar a las crecidas muestra que el efecto de los embalses ha cambiado notablemente la frecuencia de las crecidas de baja magnitud en toda la cuenca. La presencia de crecidas que superen un determinado umbral es menor a partir de la construcción de un embalse. Este hecho aumenta para la cuenca baja por el mayor efecto de regulación.

En este sentido, es importante tener en cuenta la posibilidad de encontrarnos ante condiciones no estacionarias (que las condiciones de su formación no sean iguales a las que encontramos al estudiarlos). Algunos autores como Patton y Dibble (1982), Knox (1985), Ely y Baker (1985), Webb (1985), Baker (1987) y Baker *et al.* (2002) han señalado como uno de los problemas más evidentes de la estimación de crecidas a partir de depósitos antiguos el que cambios en el clima (Webb, 1985), la vegetación y las condiciones en la cuenca pueden alterar drásticamente estas condiciones de partida.

Dentro de las dos zonas de estudio encontramos situaciones diferentes que nos hacen pensar en cambios recientes en alguna de ellas. Al analizar los posibles cambios antiguos en la cuenca baja, encontramos que la zona de PDL presenta una evolución geomorfológica holocena muy compleja, con fenómenos de captura fluvial de las cuencas terciarias por parte del proto-Guadiana. Los depósitos de terrazas, la que se ha denominado penillanura costera e incluso el propio delta/estuario se han modificado grandemente desde el Tortonense, sobre todo por la gran influencia de los cambios en el nivel del mar. Aún así, los cambios en la costa no serían suficientes para explicar energéticamente el desarrollo del *knickpoint* y de la plataforma rocosa, que necesita de altos caudales y aporte de sedimento para formarse. La presencia de un *knickpoint*, el canal interno y las plataformas de roca supone que la zona es actualmente activa, pero nuestros resultados confirman que puede considerarse que los cambios en el perfil longitudinal no han variado mucho en los últimos 5000 años, lo que permite realizar el análisis de paleocrecidas. Esta estacionaridad de la zona de PDL ha sido ya sugerida por otros autores (Dabrio *et al.*, 1997, Goy *et al.*, 1996 y Rodríguez, 1997) para la desembocadura y litoral onubense. Como se ha señalado anteriormente en otros



apartados, cartas de navegación del estuario del río Guadiana muestran localizaciones similares de la costa para el siglo XVI (Boski *et al.*, 2002).

La zona de EH supone morfológicamente otra zona de transición; aunque no presenta un *knickpoint*, afloran gran cantidad de niveles relictos (plataformas, hombreras). Existen dos niveles de depósito que interpretamos inicialmente como SLW de aspecto antiguo, que posiblemente sean un nivel de terraza abandonado. Además, hay dos niveles de terraza, citadas en la bibliografía, que se encuentran al mismo nivel que otros SLW datados por nosotros y que se ven afectados por las crecidas. Pero lo más llamativo es la presencia de un umbral para el flujo de crecida (anomalía hidráulica puesta de manifiesto en la modelización) que señala una inestabilidad de la zona y que nos sugiere que no podemos asegurar la estabilidad morfológica del tramo.

### **Inundaciones recientes. La crecida del río Rivillas.**

A diferencia de las inundaciones antiguas, en las recientes nos es posible recabar mucha más información sobre el caudal máximo, el hidrograma de la crecida, el mecanismo productor de lluvias y los valores máximos de precipitación en 24 h e instantáneos. También podemos recabar datos sobre la sedimentología y los cambios en la morfología y la configuración del río y de la cuenca. Metodológicamente, se abordarán entonces con una mayor cantidad de información para establecer bien relaciones intra-cuencas y permitir la modelización hidrológica-hidráulica. Al contar con datos de lluvias, nos es posible aplicar métodos de precipitación-escorrentía para obtener el caudal máximo o los hidrogramas. La principal limitación que estos métodos ofrecen dependerá del grado de precisión con que puedan establecerse las variables físicas sobre las que se asienta su cálculo.

Analizando concretamente los métodos de cálculo del caudal máximo, obtenemos que los resultados aportados por el método racional sobreestiman el caudal máximo, pues sólo funcionan bien si no se tienen en cuenta las condiciones de humedad antecedente. Otra posible fuente de error es la definición de los usos del suelo y la cubierta vegetal, a veces basados en mapas poco actualizados o con baja definición para cuencas pequeñas. El umbral de escorrentía ( $P_o$ ) es crítico, pues, además de ser dependiente de la cubierta, es muy sensible con respecto a la humedad antecedente (el resultado en los caudales pasa de 862 a 1126 m<sup>3</sup>/s, si las condiciones son húmedas), en este caso muy elevada.

Los resultados obtenidos mediante el hidrograma unitario (calculado mediante el programa HEC-1) se ajustan mejor. La distribución de la precipitación en el tiempo permite obtener no sólo un caudal máximo más ajustado, sino un hidrograma que funciona razonablemente bien respecto a lo observado en el campo, pero es necesario ajustar correctamente las variables de entrada, como es el caso de los intervalos de precipitación (que ofrecen mejores resultados si se contrastan los hietogramas con varias estaciones) y el número de curva (que cambia el caudal punta en un 17%).

Por esta razón, proponemos el método hidráulico, combinado con indicadores de campo (detritus), como el más idóneo para calcular el caudal máximo. Al tratarse de inundaciones recientes, la calibración del modelo suele ser más sencilla, incluso sin contar con una curva de gasto. El único condicionante es la necesidad de un rápido levantamiento topográfico inmediatamente después de la avenida y la recogida de la información sobre los niveles de agua alcanzados. Los errores del modelo mediante este sistema son muy bajos (menores de 20 cm), aunque en algunas zonas son algo mayores, sobre todo cuando la rugosidad es elevada. Es necesario hacer una buena discriminación de la idoneidad de los flotantes, pues a veces se sitúan en zonas de perturbación del flujo. Los resultados obtenidos por este método incrementan en un 12% los caudales aportados por el método del hidrograma unitario.

La metodología seguida para la estimación de la rugosidad difiere algo de la empleada para inundaciones antiguas. El método de Cowan ofrece buenos resultados, pero al modelizar una cuenca con actividades antrópicas en la llanura dan mejores resultados las tablas de valores adaptadas para zonas de cultivos (Chow, 1959).

Los resultados obtenidos para el caudal máximo indican una cifra cercana al periodo de retorno de 500 años, y muestran la importancia que tiene el cálculo correcto del umbral. Condiciones normales situarían la avenida dentro de un T superior a 500 años; condiciones húmedas lo harían por debajo de este umbral (considerado por la ley española como el limite para que un evento sea extraordinario). Las responsabilidades legales para las indemnizaciones a los afectados (en este caso tan cercano al límite) dependen del método de cálculo de las frecuencias.

Los valores de precipitación registrados durante el evento de 1997 son excepcionales (el periodo de retorno de las lluvias puede considerarse de unos 500 años), superando en

casi todos los casos las efemérides de cada estación, pero estos valores no son por sí solos suficientes como para explicar una crecida de semejante magnitud. Las lluvias en los días previos, cerca de 84 mm, son suficientes para alcanzar el umbral de escorrentía y evitar la infiltración. El periodo de retorno del caudal máximo de la crecida, calculado mediante el método racional ofrece valores cercanos a los 500 años, pero según la función de distribución empleada puede descender sensiblemente. El valor de humedad antecedente que modifica el umbral de escorrentía, las modificaciones en los usos del suelo y la función de distribución empleada son los factores que más cambian el resultado final, llegando a ser la diferencia en los caudales resultantes cercana al 100%.

El análisis de los parámetros morfométricos (con el objeto de detectar la sensibilidad de la cuenca a las inundaciones) muestra que la cuenca del río Rivillas ofrece para la mayoría de los parámetros unos valores medios que no justifican la propensión de la cuenca a sufrir inundaciones relámpago. Algunos parámetros indican lo contrario (características favorables a las inundaciones súbitas). La circularidad señala que la cuenca es favorable a la coincidencia en el tiempo de las puntas de los dos afluentes más que por una forma muy circular, por una simetría en los dos cauces que componen la cuenca. Otros, como la baja densidad de la red de drenaje, muestran problemas a la hora de evacuar el caudal y están relacionados con la desaparición de cauces de órdenes menores por labores agrícolas.

La cuenca del río Rivillas ha sufrido importantes transformaciones antrópicas en los últimos siglos que no solo han modificado la llanura y el cauce del río, sino que además han afectado a las condiciones de la cuenca. Los cambios recientes desde la mitad del siglo XX han supuesto la eliminación de la vegetación de ribera, la rectificación del cauce, la ocupación de la llanura de inundación y la transformación de los usos del suelo. Dichos cambios coinciden con el aumento reciente de la siniestralidad por crecidas en la ciudad de Badajoz y suponen para la crecida de 1997 un factor determinante en su génesis y desarrollo, como lo demuestra la intensa ocurrencia de formas sedimentarias especiales, y en general, en los efectos geomórficos sobre la llanura de inundación.

El objetivo inicial en la descripción de las formas dejadas tras la inundación era una descripción general de tipologías, extrayendo de ellas toda la información posible sobre

la crecida y su génesis. De hecho, el modelo hidráulico se ha empleado para relacionar algunas variables con las formas del lecho, pero los resultados únicamente deben tomarse como orientativos, teniendo en cuenta que la principal limitación de estos resultados es la poca definición del método seguido en este caso y que para obtener más detalles debería de ser 3D en vez de unidimensional. Ello exigiría un método de trabajo pormenorizado en que se hubiesen extraído más conclusiones que permitan relacionar formas y evolución de la crecida, pero que escapaba de los objetivos y posibilidades de esta tesis.

El análisis en profundidad de los depósitos de la crecida nos ofrece los siguientes resultados. Se han encontrado y descrito un total de 17 formas distintas en la avenida del río Rivillas. La mayoría de estas formas ya han sido descritas en la literatura previamente, pero no se conoce una descripción conjunta de todas ellas ligadas a un mismo evento. Cada uno de los depósitos ofrece información sobre el desarrollo de la crecida en ese punto. Las formas sedimentarias no son las que más superficie ocupan en la llanura de inundación.

Se han descrito un total de 12 formas diferentes de las que puede extraerse la siguiente información: Las barras longitudinales se disponen concatenadas con una cierta sinuosidad, lo que se interpreta como una tendencia del flujo a circular de forma meandriforme durante los momentos de caudal más elevados (sinuosidad del flujo). A veces, los desbordamientos del canal generan un lóbulo de derrame en las etapas iniciales de la crecida, que se desarrolla posteriormente como una barra longitudinal. Pero cuando el flujo supera con creces la capacidad del canal ordinario, lo que aparece sobre la llanura es una secuencia de barras separadas por zonas de *by-pass* sin más depósito. Las barras laterales o de orla son buenos indicadores del nivel máximo alcanzado por la crecida. Las barras de cantos blandos formadas a partir de los horizontes superficiales del suelo y las barras de gravas están íntimamente ligadas a actividades antrópicas y no aparecerían de no haberse modificado la zona tanto por un arado excesivamente profundo como por escombreras.

Los *levees* están muy ligados al tratamiento en las márgenes; si estas están vegetadas, los depósitos son alargados, pero cuando el cauce está desprovisto de su vegetación existe gran retrabajamiento en los depósitos con el flujo de retorno coincidiendo con

unas formas especiales que hemos denominado *levees* digitados. La intensa actividad de los abanicos también está relacionada con la actividad antrópica, pues el depósito que arrastran es mayor por los cambios en los usos del suelo. Son la principal fuente de sedimento en el cauce, junto con las erosiones en la llanura de inundación.

Las formas erosivas presentan menor diversidad pero se extienden a la mayor parte de la superficie en la llanura de inundación. Se han descrito un total de 5 formas diferentes que, en su mayoría, se encuentran ligadas a la actividad del hombre en la llanura. Las acanaladuras longitudinales son la forma más extendida y suponen grandes campos de erosión ligados a zonas de cultivos con arado paralelo a la dirección del flujo. Las depresiones de obstáculo las encontramos donde hay restos de edificaciones o puentes destruidos. Las hoyas están ligadas a vorticidad intensa aguas debajo de carreteras, caminos o puentes que cruzan el río. Los encajamientos mayores aparecen, sobre todo, en los cauces rellenos por las prácticas agrícolas de nivelación en campos y en los canales antiguos en la llanura de los ríos principales.

Del análisis individual de cada uno de los tramos estudiados obtenemos la siguiente secuencia de la crecida: es común en todos la presencia de estructuras que justifican un primer momento energético, que indica una crecida de tipo súbito tras las lluvias intensas. Atestiguan esto las barras de cantos, gravas y bloques arrastrados en caminos y vallas (como es el caso de los bloques de una valla en el tramo del Parque Acuático, arrancados en un primer momento y recubiertos posteriormente por barras arenosas). En muchos de los tramos, a esta crecida sucede la formación de lóbulos de derrame y de abanicos de diversos tipos, muchos de ellos favorecidos por la llegada de material al cauce procedente de las laderas. Los caudales de crecida se mantienen altos, y esto queda justificado por la migración de los derrames, que evolucionan a barras longitudinales, muchas veces ya aisladas del derrame que las originó. En otras ocasiones, el hecho de exhumar canales antiguos que habían sido recubiertos para rectificar el río, indica un paso continuado de agua por la llanura con una velocidad considerable: en estas zonas donde el flujo era más veloz encontramos las estructuras erosivas más acentuadas. Por último, en casi todos los tramos se observan efectos del descenso de los caudales en el retrabajamiento posterior de los depósitos, como los retoques en barras, derrames y *levees* digitados.

---

El análisis de cuatro variables físicas (calado, velocidad, esfuerzo de cizalla y potencia fluvial) en relación con las formas se muestra como una importante herramienta para predecir los posibles efectos de una inundación sobre la llanura. De las cuatro, es el calado la que no parece indicar relaciones significativas, excepto la resistencia de determinadas formas a ser erosionadas al ser recubiertas por las aguas hasta 1,5 m de profundidad. Las tres variables restantes muestran los resultados que a continuación se detallan. Es muy clara la relación entre el aumento de velocidad con la presencia de formas erosivas en la llanura de inundación. Este umbral es difuso, pero podría situarse por encima de 1 m/s. Existe una clara delimitación sobre la llanura entre las formas de depósito y las formas de erosión en base únicamente al valor del esfuerzo de cizalla. Las primeras alcanzan valores bajos de esta variable, con un máximo en  $50 \text{ N/m}^2$ , y las segundas se mueven en valores altos, que llegan a los  $100 \text{ N/m}^2$ . Las relaciones con la potencia fluvial son similares a las del esfuerzo de cizalla; los mayores valores son alcanzados por las formas erosivas con un mayor rango para las acanaladuras ( $152 \text{ W/m}^2$ ) y algo más bajo para el resto. Las formas de depósito tienen un rango mucho más bajo, con  $55 \text{ W/m}^2$  de máximo en barras longitudinales.

El caudal máximo de la crecida se muestra con alto potencial erosivo, que aumenta hasta un 85% si consideramos el efecto del sedimento. Los efectos que la crecida tiene sobre el paisaje fluvial no son tanto el resultado de los altos caudales como del mantenimiento en el tiempo de los mismos durante la inundación, es decir, del paso continuado de un flujo que mantiene altos valores de potencia fluvial. El efecto geomórfico de la crecida del río Rivillas fue grande, sobre todo debido a la forma del hidrograma, que mantuvo un elevado caudal durante mucho tiempo y formó una meseta durante dos o tres horas.

Finalmente, entendemos que el estudio detallado de una crecida como la del Rivillas, empleando una gran variedad de métodos de trabajo, permite aproximarnos a conocer bien el funcionamiento de la misma. La falta de estaciones de aforo en este tipo de cuencas y la falta de estudios de detalle suelen ser razones por las que no se conocen bien los mecanismos de funcionamiento de la crecida, las formas sedimentarias asociadas y su potencial de cambio geomórfico.

## **6 Conclusiones**

### **Hidroclimatología y análisis histórico de crecidas**

- La cuenca del río Guadiana está muy influida por los frentes de invierno, más activos que los del resto del año. Las inundaciones de otoño no están causadas por estos frentes sino por tormentas locales, aunque, en ocasiones, pueden estar asociadas a fenómenos de mesoescala.
- No hay una relación directa entre un umbral concreto de lluvias y la ocurrencia de inundaciones, pero sí la hay cuando se trata de inviernos muy lluviosos, años de carácter húmedo o cuando hay elevada precipitación antecedente.
- Los mayores valores de precipitación en 24 h se dan en la cuenca durante el otoño, pero es durante el invierno cuando suelen aparecer las grandes crecidas.
- Dentro del marco climático, el factor de escala determina el tipo de inundación y su localización espacial y temporal. La relación más clara entre las inundaciones del registro histórico se produce tanto a la escala sinóptica (frentes) como a macroescala (Oscilación del Atlántico Norte, NAO). La escala de tormenta no genera inundaciones en el río principal, pero sí en los afluentes.
- Existe muy buena relación entre lluvias altas en invierno y un periodo de NAO negativa. Existe también buena relación entre el mismo periodo de NAO negativa e inundaciones históricas en invierno. La relación es mayor si el índice NAO es fuertemente negativo
- Según esto, se puede asociar generalmente una inundación histórica con un determinado tipo de fenómeno meteorológico a partir de su fecha de ocurrencia. De hecho, se ha observado una buena relación entre los frentes de invierno con las inundaciones históricas en la cuenca.
- Existen periodos de inundaciones coincidentes entre la cuenca del río Guadiana y las registradas en la vertiente atlántica y mediterránea. Dichos periodos son: 1560-1570, 1700-1720 y 1860-1870. Fuera de estos intervalos, las inundaciones en la cuenca del Guadiana suelen alternarse en el tiempo con las de una u otra zona según el modo de circulación predominante.

- La cuenca del río Guadiana presenta influencias mixtas (atlánticas ó modo en dipolo y mediterráneas ó modo zonal) en el modo de circulación climático. Algunos eventos concretos definidos en la cuenca del río Guadiana parecen obedecer a momentos de transición (por ejemplo, el evento de 1876 que, además, tiene significado a escala global).
- A partir del siglo XX, las inundaciones históricas no se relacionan tan claramente con el modo de circulación. La frecuencia del número de registros ha cambiado, especialmente para las crecidas en afluentes (que aumentan). Esto puede interpretarse por un aumento del número de registros o por los efectos magnificados por actividades humanas. A partir de este siglo, la relación entre crecidas del Guadiana y el índice NAO mejora, especialmente cuando éste es fuertemente negativo.

### **Paleoinundaciones en el medio y bajo Guadiana**

- El análisis de los depósitos de remanso (*slackwater deposits* ó SLW) encontrados en el registro ha permitido definir nuevas crecidas de alta magnitud no registradas anteriormente y establecer que la mayor crecida para la cuenca baja fue la de 1603.
- La correlación, tanto entre eventos históricos como entre eventos a partir de SLW, entre la zona de transición y la zona baja no es buena. Las dos zonas estudiadas (Pulo do Lobo y Estrecho de las Hoces) parecen responder de forma distinta a las condiciones meteorológicas (la zona de transición y alta tiene una influencia mediterránea mayor, mientras que la parte baja es más atlántica). Los únicos eventos comunes encontrados en las dos zonas de la cuenca son los de 1876, 1947 y el reciente de 1997.
- El registro de paleocrecidas muestra para el bajo Guadiana una concentración de eventos entre los siglos XVIII y XIX. Antes de esa fecha, los eventos se dispersan. Algunos, como la inundación de 1603, la mayor encontrada coincide con un momento frío en Europa (Pequeña Edad de Hielo), también reflejada para otras cuencas ibéricas. Pero otras no constan en el registro histórico [710  $\pm$  40 BP (1245 DC), 1180  $\pm$  40 BP (775 DC) y 3260  $\pm$  40 BP (1305 AC)], aunque



representan eventos de importancia. Posteriormente al siglo XIX solo queda registrado en los sedimentos el evento de 1947.

- En el Guadiana medio (zona de transición de EH), las crecidas también se concentran entre los siglos XVIII y XIX, pero no es posible precisar y atribuir las a crecidas históricas concretas, aunque quedan registradas las de 1876 y 1947, más generales en toda la cuenca. A diferencia de PDL, aquí sí se ha encontrado algún evento reciente (1941).
- El registro histórico, junto con las paleocrecidas datadas en la cuenca baja del río Guadiana, indican que hay una coincidencia de las inundaciones con periodos de pulsaciones frías en Europa y, a menudo, encontramos avenidas en momentos de cambio entre pulsaciones (especialmente las grandes). No existen eventos de inundación si la pulsación es cálida.
- El modo de circulación más favorable para generar grandes eventos es el zonal, correspondiente al dominio atlántico. Hay una relación entre ocurrencia de eventos de gran magnitud y momentos de cambio en los patrones de circulación, al igual que se ha descrito respecto a las pulsaciones,.
- Los cambios antrópicos recientes en la cuenca afectan claramente al régimen de crecidas. El efecto de los embalses ha disminuido notablemente la frecuencia de las crecidas ordinarias y las de baja magnitud en toda la cuenca, pero especialmente para la zona baja, más regulada a partir de 1965 y más recientemente con el embalse de Alqueva. En la zona de transición la regulación es menor y los cambios en la frecuencia de crecidas también, pero aún así es una zona en donde la laminación natural de las crecidas es grande por la presencia de zonas de tablas y humedales, así como de gran infiltración. Los caudales propuestos por el MOPU (1985), en relación a los periodos de retorno, son excesivamente elevados y no tienen en cuenta esta especial configuración.
- La zona de PDL presenta una morfología compleja (presencia de un *knickpoint*, canal interno y plataformas de roca); se ha descartado sin embargo la influencia reciente de los cambios en el nivel del mar, por lo que puede considerarse que los cambios en el perfil longitudinal no han variado mucho en los últimos 5000 años, lo que permite realizar el análisis de paleocrecidas.

- La zona de EH muestra una gran cantidad de niveles relictos (plataformas, hombreras) que puede dar lugar a anomalías hidráulicas referidas a cambios recientes y justifica la mala conservación de los depósitos antiguos.

### **Inundaciones recientes. La crecida del río Rivillas.**

- Las intensas transformaciones antrópicas en la cuenca del río Rivillas (eliminación de la vegetación de ribera, rectificación del cauce, ocupación de la llanura de inundación y transformación en los usos del suelo) unido a los problemas estructurales en el entorno urbano (dimensionamiento de los canales para caudales bajos, taponamiento de los ojos del puente,...) son los causantes del gran impacto de la crecida en la ciudad de Badajoz, y suponen un factor determinante en los cambios geomórficos e hidrológicos aparecidos en toda la cuenca.
- La mayoría de los parámetros morfométricos analizados no suponen una especial configuración que favorezca las inundaciones súbitas para la cuenca, excepto su circularidad (por la simetría de los dos ríos principales)
- Los valores de precipitación registrados durante el evento de 1997 fueron excepcionales ( $T \sim 500$  años), superando todas las efemérides de las estaciones, pero no explican por sí mismos la alta magnitud de los caudales generados.
- La precipitación antecedente (84 mm), supone el factor más importante -pero no el único- en la producción de unos caudales punta tan altos. La eliminación de gran parte de la cubierta vegetal de la cuenca (queda menos de un 18 % de dehesa) y del cauce y su sustitución por roturación intensiva supone una pérdida de laminación natural y un caudal punta más alto.
- El caudal máximo de la crecida que hemos obtenido mediante el método racional es de  $862 \text{ m}^3/\text{s}$  (ó  $1126$  si consideramos condiciones de humedad antecedente); con el método del hidrograma unitario, el caudal es de  $653 \text{ m}^3/\text{s}$ . En contraste con estos métodos hidrometeorológicos, el método hidráulico combinado con nuestra información de campo recogida tras la inundación ofrece un resultado de  $799 \text{ m}^3/\text{s}$ , lo que implica unos  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  más de los estimados por otros autores.

- Se han encontrado y descrito un total de 17 formas diferentes en la avenida del río Rivillas. Algunas de estas formas ya han sido referidas en la literatura, pero nunca se habían descrito juntas para un evento concreto. El carácter efímero de las mismas señala la importancia de realizar las labores de cartografía y descripción de las formas con prontitud.
- Las formas sedimentarias abundan en número, pero suponen una extensión baja respecto a la superficie de la llanura de inundación. Las formas erosivas tienen menos tipologías, pero abarcan la gran mayoría de la superficie inundable. La crecida supuso un predominio de la erosión (encajamiento, degradación) sobre el depósito (sedimentación, agradación), este último más abundante en la cuenca baja y urbana.
- Cada tipo de depósito ofrece información sobre el desarrollo de la crecida, que al ser contrastado con el análisis de varios tramos de la cuenca permite conocer una secuencia aproximada de la crecida. Un primer momento energético supone la destrucción de la mayor parte de los elementos antrópicos sobre la llanura y erosión en arroyos y laderas. El mantenimiento de altos caudales de crecida mantiene los procesos erosivos con arrastre de suelo roturado, generación de cantos blandos y migración del depósito con estructuras tractivas (dunas, *sand flats*, barras longitudinales) que cubren en ocasiones otros elementos de gran tamaño (bloques). El descenso paulatino de las aguas produce importantes retocado de las formas.
- El movimiento de las aguas durante el episodio máximo de la crecida presenta un flujo sinuoso, dejando formas sedimentarias concatenadas como la evolución de derrames a barras longitudinales, etc. En los márgenes de la llanura se dan formas de decantación en zonas de remanso, creando barras de orla y bandas de detritus flotantes que definen la máxima extensión alcanzada por las aguas.
- El análisis de las variables físicas en relación con las formas se muestra como una importante herramienta para predecir los posibles efectos de una inundación sobre la llanura. Las erosiones son las que guardan una relación directa, sobre todo con el esfuerzo de cizalla y la potencia fluvial, mientras que las formas de

depósito tienen un rango de valores más amplio, que se asocia nada más que con valores límite a partir de los cuales desaparecerían por erosión.

- El efecto geomórfico de la crecida del río Rivillas fue grande, sobre todo debido a la forma del hidrograma, que mantuvo un elevado caudal durante mucho tiempo y formó una meseta durante dos o tres horas. Lo que prueba que los efectos que una crecida tiene sobre el paisaje fluvial son el resultado del paso mantenido de las aguas, no únicamente de su punta. La crecida del Rivillas podría haber aumentado hasta un 85% la potencia fluvial si consideramos el sedimento que transportó respecto al agua limpia y esto justifica la gran cantidad de formas erosivas predominantes sobre las sedimentarias.

## 7 Referencias bibliográficas

- Abram, N. J. y Gagan, M. K. (2002). *Holocene Records of the Indian Ocean Dipole*. Earth environment group. Annual report.
- Aldridge, B. N. y Garret, J.M. (1973). *Roughness coefficients for streams in Arizona*. USGS. Open-file report. 87pp
- Allen, J. R. (1969). Erosional current marks of weakly cohesive mud beds. *J. Sed. Petrol.* 39. 607-623pp.
- Allen, J.R. (1983). Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimen. Geol.* 33. 237-293.
- Allen, J.R.L. (1972). A theoretical and experimental study of climbing ripple cross lamination, with a field application to the Uppsala Esker. *Geografiska annaler*, 53A, 157-187pp.
- Arcement, G. J. y Schneider, V.R. (1984). *Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and floodplains*. US Department of transportation. Federal Highway Administration. Report n° FHSA-TS-84-204. 62pp.
- Arche, A. (1992). Sedimentología. Vol I. CSIC. Madrid. 493pp.
- Archer, D. R. (1987). *Improvement in flood estimates using historical flood information on the River Wear at Durham*. Proc. BHS First National Hydrology Symp.. Hull, 14-16. British Hydrological Society, 5.1-5.9
- Archer, D. R. (1999). *Practical application of historical flood information to flood estimation*. Proc. IAHS Symp. *Hydrological extremes: understanding, predicting, mitigating* (Gottschalk, L, Olivry, J.C., Reed, D. y Rosbjerg, D. editors). Birmingham. July 1999. IAHS Publ. N° 255, 191-199.
- Ashley, G.M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J Sediment Petrol*, 60: 160-172.
- Ayala, F. J., Rodríguez, J., Prieto, C, Duran, J.J., Lamas, J.L. y Rubio, J. (1986). *Mapa predictor de riesgos por inundaciones en núcleos urbanos de Andalucía y Extremadura*. IGME, 205p. Madrid
- Ayala, F.J. y Olcina, J. (2002). *Riesgos geológicos*. Ed. Ariel. Madrid. 1512pp.
- Bagnold, R.A. (1966). *An approach to the sediment transport problem from general physics*. U.S. Geological Survey. Professional Paper 422-I. 37pp.
- Baker, V.R. (1973). *Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington*. Geological Society of America, Special Paper, 144. 1-79pp.

- Baker, V.R. (1977). Stream channel response to floods with examples from central Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol 88. 1057-1071pp.
- Baker, V.R. (1978). *Large-scale erosional and depositional features of the channeled scabland*. En: V.R. Baker, D. Nummedal (Eds). The Channeled Scabland, NASA. Washington D.C. 81-116pp.
- Baker, V.R. (1984). *Flood sedimentation in bedrock fluvial systems*. Memoir of Canadian Society of Petroleum Geologist, 10. 87-98pp.
- Baker, V.R. (1987). Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. *Journal of Hydrology*, 96. 79-99pp.
- Baker, V.R. y Costa, J.E. (1987). *Flood power*. En: Mayer, L. y Nash, D. (Eds). Catastrophic Flooding. Allen & Unwin. Boston. 1-21pp.
- Baker, V.R. y Kochel, R.C. (1988). *Flood sedimentation in Bedrock Fluvial Systems*. En: "Flood geomorphology". Baker, V., Kochel, R. C. y Patton, P.C. (Eds). Wiley. Nueva York. 123-137pp
- Baker, V.R., Pickup, G. y Polach, H.A. (1983). Desert palaeofloods in central Australia. *Nature*, 301. 502-504pp.
- Baker, V.R., Pickup, G. y Polach, H.A. (1985). Radiocarbon dating of flood events, Katherine gorge, Northern territory, Australia. *Geology*, 13. 344-347pp.
- Barnes, H.H. (1967). *Roughness characteristics of natural channels*. USGS Water Supply Paper, 1849.
- Barriendos, M. (1995). Oscilaciones climáticas seculares a través de las inundaciones catastróficas en el litoral mediterráneo: siglos XIV-XIX. *Estudios Geográficos*, 56, n. 219, CSIC, Madrid, pp. 223-237.
- Barriendos, M. (1996). El clima histórico de Catalunya (siglos XIV-XIX). Fuentes, métodos y primeros resultados. *Revista de Geografía*, 30-31, Universitat de Barcelona, pp. 69-96.
- Barriendos, M. (1997). Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715): an analysis of data from rogation ceremonies. *The Holocene*, 7, 1, E. Arnold, pp. 105-111
- Barriendos, M. y Martín Vide, J. (1998). Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th-19th Centuries). *Climatic Change*, 38, Kluwer Academic Publishers, pp. 473-491.
- Barry, R. y Chorley, R. (1972). *Atmósfera, tiempo y clima*. Ed. Omega. Barcelona.
- Benito, G., Machado, M. J. y Pérez Gonzalez, A. (1996a). *Climate change and flood sensivity in Spain*. En: Bransdon, J., Brown, A. G. y Gregory, K. L. (Eds). global continental Changes : the context of palaeohydrology. Geological Society Special Publication n° 115, 85-98. Londres.

- hr/>
- Benito, G., Machado, M.J., Pérez González, A. y Sopeña, A. (1996b). *Paleoflood análisis of the Tagus river in the El Puente del Arzobispo Gorge (Central Spain)*. En: Benito, G., Pérez González, A., Machado, M.J. y de Alba, S. (eds). *Paleohydrology in Spain*. CSIC. 5-16.
- Benito, G., Machado, M.J., Pérez-Gonzalez, A. y Sopeña, A. (1998). *Palaeoflood hydrology of the Tagus River (Central Spain)*. En: G. Benito, V.R. Baker y K. Gregory (Eds). *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley. Chichester. UK. 317-333pp.
- Benito, G., Díez, A. y Fernández de Villalta, M. (2003a). Magnitude and frequency of flooding in the Tagus basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic change*, 58. 171-192pp.
- Benito, G. Sanchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2003b). Sedimentology of high stage flood deposits of the Tagus river, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157. 107-132pp.
- Benito, G., Sanchez-Moya, Y., Sopeña, A., Machado, M.J. y Pérez Gonzalez, A. (2003c). Palaeoflood record of the Tagus river (Central Spain) during the late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 22. 1737-1756pp.
- Benito, G., Thorndycraft, V.R., Enzel, Y., Sheffer, N.A. Rico, M., Sopeña, A. y Moya, Y. (2004). Palaeoflood data collection and analysis. En: G. Benito y Thorndycraft, V.R. (eds). *Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk estimation*. Methodological Guidelines. CSIC, Madrid. 15-28pp.
- Benson, M.A. (1950). Use of historical data in flood frequency analysis. *Trans. Am. Geophys. Union*, 31. 419-424pp.
- Benson, M.A. y Dalrymple, T. (1967). *General field and office procedures for indirect discharge measurements*. USGS. Techniques of Water Resources Investigations. Vol 3. A1, 30pp.
- Bishop, P y Goldrick, G. (1992). Morphology, processes and evolution in two waterfalls in Cowra. New South Wales. *Australian Geographer*, 23. 116-121pp.
- Blong, R.J. y Gillespie, R. (1978). Fluvially transported charcoal gives erroneous <sup>14</sup>C ages for recent deposits. *Nature*, 271. 739-741pp.
- Bohr, P. (1972). *Famine in China and The Missionary: Timothy Richard as Relief Administrator and Advocate of National Reform, 1876-1884*. Cambridge. Harvard University Press.
- Boothroyd, J.C. y Hubbard, D.K. (1974). *Bed form development and distribution pattern, Parker and Essex estuaries, Massachusetts*. US Army Corp of Engineers. Coastal Eng. Center. Misc. Pap. 1-74pp.
- Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B. y Fernandes, S.G. (2002). Post-glacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology* 150, 103-122pp.

- 
- Brandao, C. (1995). *Análise de precipitações intensas. Universidade técnica de Lisboa. Dissertação para a obtenção do grau de mestre em hidráulica e Recursos hídricos*. Lisboa.
- Brandao, C. y Rodríguez, R. (1997). *Precipitações intensas em Portugal continental para periodos de retorno ate 1000 anos*. DSRH-INAG. Lisboa.
- Brandao, C, Rodríguez, R y Pinto, J. (2001). *Análise de fenómenos extremos precipitações intensas em Portugal continental*. DSRH-INAG. Lisboa. 57p.
- Brazdil, R. (1998). *The history of floods on the rivers Elbe and Vlatava in Bohemia*, En Pörtge, K, H. y Deutsch, M. (eds). *Aktuelle und historische Hochwasserereignisse*, Institut für Geographie, Erfurt, pp93-108.
- Brazdil, R., Glaser, R., Pfister, C., Dobrovolny, P., Antoine, J.M., Barriendos, M., Camuffo, D., Deutsch, M., Enzi, S., Guidoboni, E., Kotyza, O. y Rodrigo, F.S. (1999). Flood Events of Selected European Rivers in the Sixteenth-Century. Special Issue: Climatic Variability in Sixteenth-Century Europe and Its Social Dimensions, *Climatic Change*, 43:1, 239-285.
- Bretz, J.M. (1929). Valley deposits immediatly east of the Chanelled Scabland of Washington. *Journal of Geology*, 37. 393-427pp.
- Bull, W.B. (1977). The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography* 1. 222-270pp.
- Bull, W.B. (1988). *Floods; degradation and agradation*. En: "Flood geomorphology". Baker, V., Kochel, R. C. y Patton, P.C. (Eds). Wiley. Nueva York. 157-165pp
- Camarasa, A. y Mateu, J. (2000). Las inundaciones en España en los últimos veinte años: una perspectiva geográfica. *Serie Geográfica*, 9. 253pp.
- Capel, J. (1981). *Los climas en España*. Colección Ciencias Geográficas. Ed Oikos-Tau. Barcelona, 429p.
- Capel, J. (1998). Modelos de circulación que afectan a la España atlántica y precipitaciones asociadas. *Revista de Geografía*. Vol.32-33. 45-65pp.
- CEH. (1991). LEYES. *Programa informático para la asignación de modelos estadísticos a series de datos*. Centro de estudios Hidrográficos (CEDEX). Madrid (inédito)
- CEH. (1998). *Estudio sobre las inundaciones ocurridas el día 6 de noviembre de 1997 en Badajoz, Valverde de Leganés y Mérida*. Informes I (Valverde de Leganés) –II (Badajoz) y III (Mérida). Madrid.
- CHG. (1976). *Proyecto de encauzamiento de los arroyos Rivilla y Calamón (Badajoz)*.
- CHG. (1977). *Proyecto de encauzamiento del arroyo Albarregas*.
- CHG. (1978). *Proyecto de encauzamiento de los arroyos Rivilla y Calamón (Badajoz)*.
- CHG. (1983). *Proyecto de prolongación del encauzamiento de los arroyos Rivilla y Calamón (Badajoz)*.



- CHG. (1997a). *Cronología de la crecida de los arroyos Revillas y Calamón en Badajoz la noche del 5 al 6 de noviembre de 1997*.
- CHG. (1997b). *Estudio previo "Proyecto de corrección hidrológico forestal y adecuación ambiental del río Calamón (Badajoz)*.
- Chaline, J. (1985). *Histoire de l'homme et des climats au Quaternaire*. Doin, Paris. 366 pp.
- Chow, V.T. (1959). *Open channel hydraulics*. New York. Mc Graw-Hill. 680pp.
- Cohn, T. A. y Stedinger, J. R. (1987). Use of historical information in a maximum-likelihood framework. *Journal of Hydrology*, 96, 215-223.
- Costa, J. E. (1974). Response and recovery of a piedmont watershed from tropical storm Agnes, June 1972.. *Wat. Res. Research*. Vol 10. 106-112pp.
- Costa, J. E. (1987): Hydraulics and basin morphometry of the largest flash floods in the conterminous United States. *Journal of Hydrology* v93. 313-338pp.
- Costa, J.E. y O'Connor, J. E. (1995). *Geomorphically Effective Floods. En: Natural and anthropogenic influences in fluvial geomorphology*. Costa, J.E, Millar, A., Potter, K. y Wilcock (eds). AGU monograph, 89. 45-56pp.
- Costello, W.R. (1974). *Development of bed configurations in coarse sand*. Rept.74-1. Dep. Of Earth and Planetary Sciences.
- Couchoud, R. (1965). *Hidrología histórica del Segura. Efemérides hidrológica y fervorosa*. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid
- Cowan, W.L. (1956). Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural Engineering*, 37 (7). 473-475.
- Cuadra, H. (1939). *Historia de la Leal Villa de Santiago de Managua (1888)*, Editorial Atlántida.
- Custodio, E y Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. Tomo I. Ediciones Omega. Barcelona. 1157p.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Sierro, F., Borja, F., González, J.A. y Flores, J.A. (1997). Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cadiz (Southern Spain). *Geologie en Minjbouw*, 77. 263-281pp.
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J., y Lambiase, J.J. (1978). Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada: *Nature*, v. 275, p. 100-104.
- DGPA (1977). Mapa de cultivos y aprovechamientos. Escala 1:50.000. Hoja 8-32:9-32 (800-801). Villareal-Olivenza.
- DGPA (1978). Mapa de cultivos y aprovechamientos. Escala 1:50.000. Hoja 10-33 (828). Barcarrota.
- DGPA (1979a). Mapa de cultivos y aprovechamientos. Escala 1:50.000. Hoja 9-33 (827). Alconchel.

- DGPA (1979b). Mapa de cultivos y aprovechamientos. Escala 1:50.000. Hoja 10-32 (802). La Albuera.
- DGPA (1979c). Mapa de cultivos y aprovechamientos. Escala 1:50.000. Hoja 9-31 (775). Badajoz.
- Díaz, M. (1984). *Sedimentación fluvial*. Ciclos de seminarios de sedimentología. IGME. Vol.1. Cap3. 27-92pp.
- Díez, A. (2001). *Geomorfología e hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para gestión de riberas*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 584pp.
- Díez, A. (2002). *Condicionantes geomorfológicos de las avenidas y cálculo de caudales y calados*. En: F. Ayala y J. Olcina (Coords.). Riesgos naturales. Barcelona: Ariel, 921-952pp.
- Díez, A. y Pedraza, J. (1997a). Análisis estadístico de caudales de crecida para la Subcuenca del El Burguillo (río Alberche, Cuenca del Tajo). *Geogaceta*, 21, 115-117pp.
- Díez, A. y Pedraza, J. (1997b). Cálculo hidrometeorológico de caudales de avenida para la Subcuenca de El Burguillo (río Alberche, Cuenca del Tajo). *Geogaceta*, 21, 93-96pp.
- Duran, J.J., Garzón, G., García de Domingo, A., Muñoz, P., Ortega, J.A. y J. M. Soria, J.M. (2005). Génesis y evolución de lagunas endorreicas en superficies colgadas por abandono y degradación de una red de drenaje previa: el caso de la Albuera, Badajoz. *Geogaceta* 38, 255-258pp.
- Elston, E.D. (1917). *Potholes, their variety, origin, and significance (I)*. Scientific Montly, 5. 554-567pp.
- Ely, L. (1997). Response of extreme floods in the southwestern United States to climatic variations in the late Holocene. *Geomorphology* 19, 175-201pp.
- Ely, L. y Baker, V.R. (1985). Reconstructing paleoflood hydrology with slackwater deposits: verde river, Arizona. *Physical Geography*, 6. 103-126pp.
- Ely, L., Webb, R.H. y Enzel, Y. (1992). Accuracy of Post-bomb  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{14}\text{C}$  in dating fluvial deposits. *Quaternary research*, 38. 196-204pp.
- Enzel, Y., Ely, L. L., Martinez-Goytre, J. y Vivian, R. G., (1994). Paleoflood and dam failure flood in the Virgin River, Utah and Arizona. *Journal of Hydrology*, 153. 291-315pp
- Etoh, T., Murota, A. y Nakahishi, M. (1986). *SQRT-Exponential type distribution of maximum*. Proceeding of International Symposium on Flood Frequency and Risk Analysis. Louisiana. 253-265pp.
- Feio, M. (1951). *Os terracos do Guadiana a jusante do Ardila*. Comun Serv Geol Port. 27. 3-84pp.
- Fernández, E., Tirador, P y Marquínez, J. (2006). *Impacto de las canalizaciones en el río Nancea (Asturias)*. Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidad de Santiago de Compostela. 509-520pp.
- Ferrer, J. (1992). *Análisis estadístico de caudales de avenida*. CEDEX. Serie monografías M-26. 42pp.

- 
- Ferrer, J. (1993). *Recomendaciones para el cálculo hidrometeorológico de Avenidas*. CEDEX Monografía M-37. 76 pp.
- Ferrer, J. (1996). *El modelo de función de distribución SQRT-ET MÁX en el análisis de máximos hidrológicos: aplicación a lluvias diarias*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid.
- Ferrer, J. y Ardiles, L. (1995). Análisis estadístico de las series anuales de máximas lluvias diarias en España. *Ingeniería Civil*. Nº 95. 87-100pp. Madrid
- Ferrer, J. y Mateos, C. (1999). Análisis de máximas lluvias diarias. Un nuevo método regional de estimación de parámetros de la función SQRT-ET. *Ingeniería Civil* 115. 109-118pp.
- Ferrer, M. (2003). *Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva: perfiles de suelos y teledetección*. CEDEX. Monografía C-48. Madrid. 346pp.
- FHWA (1984). *Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and floodplains*. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2339. 38pp
- Font, I. (1983). *Climatología de España y Portugal*. INM. Madrid 296p.
- Font, I. (1988). *Historia del clima en España. Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología. 297p. Madrid.
- Fontana, J.M. (1977). *Entre el cardo y la rosa*. Historia del clima en las mesetas. Madrid (Inédito)
- Fortescue, J. (1930). *History of the British Army* 20 vols. London: Macmillan.
- Fraile, C. (1995). *Badajoz. La ciudad intramuros (1939/1979)*. Junta de Extremadura. Badajoz. 334pp
- Francés, F. (2001). *Incorporating non-systematic information to flood frequency analysis using the maximum likelihood estimation method*. En: E. Glade, P. Albini y F. Francés (Eds). The use of historical data in natural hazards assessments. Kluwer academic publishers. Netherlands, 89-99pp.
- Francés, F., Salas, J.D. y Boes, D.C. (1994). Flood frequency analysis with systematic and historical or paleoflood data based on the two parameter general extreme value models. *Water Resources Research*, 30 (6). 1653-1664pp.
- Gallego M.C, García J.A, Vaquero, J.M. (2005). The NAO signal in daily rainfall series over the Iberian Peninsula. *Climatic Research* 29:103-109pp.
- García de Pedraza, L. y Reija, A. (1994). *Tiempo y clima en España. Meteorología de las autonomías*, 410p, Dossat.
- Gardner, T.W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of América Bulletin*, 94. 664-672pp.
- Garzón, G. (1985). *Las avenidas como fenómeno geológico. Geología y prevención de daños por inundaciones*. IGME. Madrid. 53pp.

- Garzón, G., Alonso, A., López, J. y Arche, A. (1990). *Desbordamientos en el río Jarama (Prov. de Madrid) e interferencia humana en la llanura de inundación*. En: VIII Reunión de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Servicio Publicaciones Universidad de Oviedo. 259-271pp.
- Garzón, G., Martínez-Goytre, J. y Alonso, A. (1992). *Los cambios antrópicos en la dinámica del río Jarama (Madrid) como modificadores del riesgo de inundaciones*. En: Cambio climático y Riesgos naturales. Simposiums III Congreso Geológico de España. Salamanca. 628-638pp.
- Garzón, G y Alonso, A. (2002). *Comparison of the flood response of a braided and a meandering river, conditioned by antropogenic and and climatic changes*. En: Flood and megaflood Processes and deposits: Recent and Ancient Examples. Blackwell Science Londres 233-251
- Garzón, G., Garrote, J., Ortega, J.A. y Soler, O. (2004). *Evolución reciente del río Jarama a partir de Ortofotos. Implicaciones morfodinámicas en la gestión de riberas*. Vol I. 203-209. Contribuciones recientes sobre geomorfología. Editado por la Sociedad Española de Geomorfología.
- Garzón, G., Ortega, J.A., Durán, J.J. y Muñóz, P. (2005). *Lower Guadiana River canyons and knickpoints. Morphostructural significance*. VI Internacional Conference on Geomorphology. Zaragoza.
- González Bernaldez, F. (1996). *Los paisajes del agua. Terminología popular de los humedales*. En: Agua y paisaje. Naturaleza, cultura y desarrollo. J.F. Martín Duque y J. Montalvo (Eds). 225-333pp.
- González, A. (1995). *Badajoz cara al Guadiana: Puerta de Palmas y el Puente Viejo (1460-1994)*. Badajoz: Caja Rural de Extremadura, 1995.
- Goodes, C.M. y Jones, P.D. (2002). Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology*, 22. 1593-1615pp.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C., Lario, J. Borja, F., Sierro, F. y Flores, J. (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in Southern Iberia (Spain) during Holocene. *Quat Scie.Rew*, 15. Issues 8-9. 773-780pp.
- Greenbaum, N., Margalit, A., Schick, A.P., Sharon, D. and Baker, V.R. (1998). A high magnitude storm and flood in a hyperarid catchment, Nahal Zin, Negev Desert, Israel. *Hydrological Processes*, Vol. 12, pp. 1-23.
- Gumbel, E. J. (1941). *The return period of flood flows*. The Annals of mathematical Statistics, 12. N° 2, 163-190pp.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G. (1982). *Structures and sequences in clastic rocks*. Soc Econ Paleontol Mineral. Short Course 9.
- Hart, M. G. (1986). *Geomorphology pure and applied*. Allen and Unwin. London. 228pp.

- Hein, F. J. y Walker, R.G. (1977). Bar evolution and development of stratification in the gravely, braided Kicking Horse river, British Columbia. *Can J Earth Sci* 14, 562-570pp.
- Hernández-Pacheco, F. (1956). Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cíjara en el Guadiana. *Bol Real Soc Esp Hist Nat*. Tomo L, IV. Madrid. 5-39pp.
- Hernández Pacheco, F. (1958). *Anormalidad del Guadiana*. Revista de las Ciencias. Año XXIII. Número I. Madrid. 51-77pp.
- Hernández Pacheco, F. y Cabañas, F. (1952). Las características fisiográficas y geológicas del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo. *Bol Real Soc Esp Hist Nat*. Tomo L. Madrid. 263-283pp.
- Hernández Tolosa, L. (1770). *Badajoz en el siglo XVIII*. Libro de Noticias de Don Leonardo Hernandez Tolosa. Badajoz: Real Academia de Extremadura de las Letras y las Artes, 1992. Ed. Facsímil del ms. de 1770.
- Hirsch, R., M. (1987). Probability plotting position formulas for flood records with historical information. *Journal of hydrology*, 96. 185-199.
- Hirschboeck, K. (1987). *Catastrophic flooding at atmospheric circulation anomalies*. In Catastrophic flooding. Mayer, L. y Nash, D. (eds). 23-56pp. Allen and Unwin. Boston.
- Hirschboeck, K. (1988). *Flood hydroclimatology*. En: Baker, V., Kochel, R. y Patton, P. (eds). Flood Geomorphology. John Wiley. New York, 27-49.
- Hirschboeck, K., Ely, L. y Maddox, R. (2000). *Hydroclimatology of meteorologic floods*. In: Inland flood hazards. Wohl, E. (Ed). Cambridge university press.
- Holland, W.N. y Pickup, G. (1976). Flume study of knickpoint development in stratified sediment. *Geological Society of America Bulletin*, 87. 76-82pp.
- Horton, R.E. (1932). Drainage basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union*. 13. 350-361pp.
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins.: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 56. 275-370pp.
- Hosking, J. R. y Wallis, J. R. (1986). The value of historical data in flood frequency analysis. *Water Resources Research*, 22, 1606-1612.
- Hosking, J. Wallis, J. y Wood, E. (1985). Estimation of the Generalized extreme Value distribution by the method of probability weighted moments. *Technometrics*, 27 (3). 251-261pp.
- House, P. K. y Peartree, P. A. (1995). A geomorphologic and hydrologic evaluation of an extraordinary flood discharge estimate: Bronco Creek, Arizona. *Water Resources Research*, Vol 31, Nº 12. 3059-3073pp.
- House, K. y Hirschboeck, K. (1997). Hydroclimatological and paleohydrological context of extreme winter flooding in Arizona, 1993. In: Storm-Induced Geological Hazards: Case Histories from

- the 1992-1993 Winter Storm in Southern California and Arizona. Larson, R. and Slosson, J. (Eds). 1-24pp. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, vXI.
- House, K., Webb, R.H., Baker, V.R. y Levish, D. (2002). Ancient Floods, modern hazards: Principles and applications of paleoflood hydrology. *Water Science and Application Series*. Vol 5.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Hurrell, J., Yochanan, K., Ottersen, G. y Visbeck, M. (2003). *An overview of the North Atlantic Oscillation*. En: The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environment impact. Monografía AGU nº 134.1-35pp.
- IGME. (1974). Mapa geológico de Alconchel. Hoja 827. Escala 1:50.000.
- IGME. (1975). Mapa geológico de Barcarrota. Hoja 828. Escala 1:50.000.
- IGME. (1985a). Mapa geológico de Olivenza. Hoja 801. Escala 1:50.000.
- IGME. (1985b). Mapa geológico de La Albuera. Hoja 802. Escala 1:50.000.
- IGME (1985c). Mapa Geológico de Ciudad Real. Hoja 784. Escala 1:50.000.
- IGME. (1988). Catálogo nacional de riesgos geológicos. Madrid
- IGME. (1989a). Mapa geológico de la Puebla de Don Rodrigo. Hoja 757. Escala 1:50.000.
- IGME. (1989b). Mapa geológico de Casas del Río. Hoja 758. Escala 1:50.000.
- IGME. (1991). Mapa geológico de Badajoz. Hoja 775. Escala 1:50.000.
- INM. (1998a). *El Temporal de los días 5 y 6 de Noviembre de 1997. Centro Meteorológico Territorial de Extremadura.*, (Open File report), Badajoz.
- INM. (1998b). Información sobre el temporal de los días 5 y 6 de noviembre en Extremadura. Nota informativa del 17-02-1998. Centro Meteorológico Territorial de Extremadura
- INM. (1999). Ciclogénesis del 5-6 de Noviembre de 1997. Biblioteca de módulos TEMPO. CES2 ver.1.2
- Jacobeit, J. (1987). Variations of trough positions and precipitations patterns in the Mediterranean area. *Journal of climatology*, 7. 453-476pp.
- Jacobeit, J, Glaser, R, Luterbacher, J, y Wanner, H. (2003). Links between flood events in central Europe since AD1500 and large-scale atmospheric circulation modes, *Geophysical Research Letters*, 30 (4), 1172
- Jansá, A. (1992). Severe weather and ciclogenesi, a western Mediterranean look. ICS/ICTP/WMO. International Workshop on Mediterranean Cyclones Studies. Trieste. 51-56pp.

- 
- Jansá, A., Radinovic, D., Alpert, P., Genoves, A., Campins, J. y Picornell, M. (1994). *Mediterranean Cyclones: Subject of a WMO Project. The life cycles of extratropical cyclones*. Bergen. Vol nº2. 2631p.
- Jarret, R. (1985). *Determination of roughness coefficients for streams in Colorado*. Water resources Investigation Report 85-4004. USGS. 54pp.
- Jarret, R. (1986). *Evaluation of the slope-area method for computing peak discharge*. USGS. Water-supply paper, 2310. 13-24pp.
- Jones, C. M. (1977). Effects of varying discharge regimes on bedform sedimentary structures in modern rivers. *Geology*, 5. 567-570pp.
- Jones, J. (1856). *Journal of the Sieges Carried on by the Army Under the Duke of Wellington, in Spain, between the Years 1811 & 14 with an Account of the Lines of Torres Vedras* 3 vols. London: John Weale.
- Kale, V.S., Mishra, S., Baker, V.R., Rajaguru, S.N., Enzel, Y. y Ely. L. (1993). Prehistoric flood deposits on the Choral River, Central Narmada Basin, India. *Current Science*, 65. 877-878pp.
- Knox, J. (1978). *Climatic influence on the upper Mississippi Valley Floods*. En: *Flood Geomorphology*, edited by V. Baker., C. Kochel., y P. Patton... Wiley & Sons, N York, 279 – 300 pp.1978
- Knox, J.C. (1985). Responses of floods to Holocene climatic change in Upper Mississippi Valley. *Quaternary Research*, 23. 287-300pp.
- Knox, J.C. (1993). Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. *Nature* 361. 430-432pp.
- Knox, J.C. (2000). Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews* 19. 439-457pp.
- Kochel, R.C. (1980). *Interpretation of flood paleohydrology using slackwater deposits, Lower Pecos and Devils rivers, Southwest Texas*. PhD. Dissertation. University of Texas. Austin.
- Kochel, R.C. y Ritter, D.F. (1987). *Implications of flume experiments on the interpretation of slackwater paleoflood sediments*. En: Singh, V.P. (Ed). *Regional flood frequency Analysis*. Boston, 365-384pp.
- Kochel, R.C. y Baker, V.R. (1988). *Palaeoflood Analysis using Slackwater Deposits*. En: V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton (Eds). *Flood geomorphology*. John Willey and Sons. New York. 357-376pp.
- Komar, P.D. (1988). *Sediment transport by floods*. En: “Flood geomorphology”. Baker, V., Kochel, R. C. y Patton, P.C. (Eds). Wiley. Nueva York. 97-111pp
- Kömüscü, A. U., Erkan, A. y Celik, S. (1998). Analysis of meteorological and terrain features leading to the Izmir flash flood, 3-4 November 1995. *Natural hazards*. Vol 18, 1-25 pp.

- Lamb, H. H. (1982). *Climate history and the modern world*. London. 433p.
- Leeder, M.R. (1982). *Sedimentology*. Process and product. Allen and Unwin. London 344pp.
- Leopold, L.B. (1994). *A view of the river*. Harvard Univ Press. 298pp.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. y Miller, J.P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman. San Francisco. 522pp
- Lines, A. (1979). *The climate of the Iberian Peninsula*. World survey of Climatology. Elsevier. New York.
- Llasat, M. (1991). *Gota Fria*. Boixareu Universitaria. Barcelona.
- Llasat, M. (1998). Una clasificación de los episodios pluviométricos para su utilización en hidrología. Aplicación a la serie de intensidad de lluvia en Barcelona. *Ingeniería Civil*. Nº 112. 35-44.
- Llasat, M. y Puigcerver, M. (1994). Meteorological factors associated with floods in the north-eastern part of the Iberian peninsula. *Natural hazards*, 9. 81-93. Kluwer academics.
- Llasat, M., Ramis, C. y Barrantes, J. (1996). The meteorology of high-intensity rainfall events over the west Mediterranean region. *Remote sensing reviews*. Vol. 14. 51-90pp.
- LNEC (2002). *Sedimentología na bacia do Guadiana*. Informe técnico: 605/541/5342. 62-194pp.
- López Bermúdez, F. y Romero, M. A. (1993). Génesis y consecuencias erosivas de las lluvias de alta intensidad en la región mediterránea. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 18-19. 7-28pp.
- Loureiro, J. (1985): Cheias e secas no Rio Guadiana. *Revista ARHP*. Vol 6. Nº 1. Lisboa.
- Loureiro, J. (2003). Efemérides hidrológicas. Crecidas y sequías históricas en Portugal 1100-1900. *Ingeniería Civil*, Nº 130. 115-118p.
- Maddox, R (1980). Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.
- Maddox, R. A. y Chappell, C. F. (1978). *Meteorological aspects of twenty significant flash flood events*. Conference of flash floods: Hydrometeorological Aspects and Human Aspects. AMS. Boston. 1-9pp.
- Maddox, R. A., Chappell, C. F. y Hoxit, L. R. (1979). Synoptic and mesoalpha aspects of flash flood events. *Bulletin American Meteorological Society*. Vol. 60., 115-123pp.
- Madoz, P. (1850). *Diccionario Geográfico Estadístico Histórico de España y sus posesiones de Ultramar*. Madrid. XVI vols.
- Martín Vide, J y Olcina, J. (2001). *Climas y tiempos de España*. Alianza Editorial, 258p.
- Martin Vide, J y Fernández, D. (2001). El índice NAO y la precipitación mensual en la España Peninsular. *Investigaciones Geográficas*, 26. 41-58pp.



- Martín Vide, J. (2003). *Las lluvias máximas diarias*. En: Riesgos naturales. Ayala, F. and Olcina, J (Eds). Ariel. Madrid.
- Martinez Goytre, J. (1993). *Spatial variability of paleoflood magnitudes in small watersheds, Santa Catalina mountains, Arizona*. Master of Science Degree Manuscript. University of Arizona. 25pp.
- Martínez Goytre, J., Garzón, G., Arche, A. (1987). Dinámica y sedimentología de los depósitos de la avenida del río Júcar en octubre de 1982 en su tramo bajo. *Acta geológica Hispánica*, 21-22. 113-122pp.
- Martínez Goytre, J. y Garzón, G. (1996). *Análisis de las avenidas históricas en el río Júcar*. VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del territorio. Volumen 3, 29-41.
- Mc Ewen, L. J. (1990). The establishment of a historical flood chronology for the River Tweed catchment, Berwickshire, Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 106. Nº 1, 37-48.
- McKee, E.D., Crosby, E.J. y Berryhill, H.L. (1967). Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J Sediment Petrol* 37. 829-851.
- Miall, A. D. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci Rev* 13. 1-62.
- Miall, A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. En: Miall, A.D. (Ed). *Fluvial sedimentology*. *Can Soc Petrol Mem* 5. 597-604pp.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer. 575pp
- Miller, J.R. (1991). The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana. *Journal of Geology*, 99. 591-605pp.
- Molina, M. (1974). Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Tesis Doctoral. UCM. Madrid. 347pp.
- Molina, M. (1975). Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Traba. Neógeno-Cuaternario* 3, 1-106pp.
- Molina, M., Pérez Gonzalez, A. y Aguirre, E. (1972). Observaciones geológicas del campo de Calatrava (Ciudad Real). *Estudios geológicos*, V27, 3-11pp.
- MOPU. (1985). *Estudio de inundaciones históricas. Cuenca del Guadiana*. Tomo II. Comisión Nacional de Protección Civil Madrid.
- MOPU. (1990). *Instrucción 5.2-IC. "Drenaje superficial"*. Dirección General de Carreteras.
- MOPU. (1994). *Estudio de precipitaciones máximas diarias en la España peninsular*. CEDEX. Madrid.

- Moya, M.E. (2004). *Evolución sedimentológica y geomorfológica de las Vegas bajas del Guadiana entre Mérida y Badajoz (España)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 297pp.
- Moya, M.E., Garzón, G., Ortega, J.A. y Centeno, J.D. (1998a). *Estructuras sedimentarias resultado del desbordamiento del Arroyo Rivillas, Badajoz (España), Noviembre de 1997*. Congreso Nacional de Geología. Lisboa.
- Moya, M.E., Garzón, G. y Ortega, J.A. (1998b): *Depósitos de la avenida del Arroyo Rivillas, Badajoz. Noviembre de 1997*. V Reunión Nacional de Geomorfología. Granada.
- O'Connor, J.E. (1993). Hydrology, hydraulics and geomorphology of the Bonneville flood. *Geological Society of America. Special Paper*, 274. 83pp.
- O'Connor, J.E. y Webb, R.H. (1988). *Hydraulic modeling for paloflood analysis*. En: Flood Geomorphology, V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton (eds). John Willey, Nueva York. 393-402pp.
- Olcina, J. (1994). *Riesgos climáticos en la península Ibérica*. Penthalon, 438pp.
- Oman, C. (1920). *A History of the Peninsular War* 7 vols London: AMS.
- Ortega, J. A. y Garzón, G. (1997). *Inundaciones históricas en el Río Guadiana: Sus implicaciones climáticas*. Cuaternario Ibérico, 365–367pp. Huelva.
- Ortega, J.A., Garzón, G. y Moya, M.E. (1998). *Parámetros climáticos y ambientales de la avenida del río Rivillas*. V Reunión Nacional de Geomorfología. Granada. 237 – 245pp
- Ortega, J.A. y Garzón, G. (2001). *Present and past floods in the Guadiana river basin: hydro and paleohydrological approach*. 2nd workshop of the Complutense-Charles Universities Project: groundwater and landscape sustainable management. Madrid.
- Ortega, J. A. y Garzón, G. (2002). *Inundaciones en la cuenca del río Guadiana y su relación con el tipo de evento tormentoso*. En: Aportaciones a la geomorfología en el inicio del tercer milenio. Pérez González, A., Vegas, J. y Machado, M.J. (eds), 97-102.
- Ortega, J.A. (2003). *Manual de hidrología para barranquistas*. Desnivel ediciones. Madrid. 265pp.
- Ortega, J. A. y Garzón, G. (2003). *Palaeohydrology of the Guadiana River*. Barcelona. Editado por la Comisión Europea. 33-38pp.
- Ortega, J.A., Garzón, G., Garrote, J. y Soler, O. (2004). *Afecciones geomorfológicas de la desviación del río Jarama por la ampliación del Aeropuerto de Barajas*. Vol I. 213-223. Contribuciones recientes sobre geomorfología. Editado por la Sociedad Española de Ge omorfología.
- Ortega, J.A. y Garzón, G. (2004a). *Influencia de la oscilación del Atlántico Norte en las inundaciones del río Guadiana*. Vol II. 117-127. Contribuciones recientes sobre geomorfología. Editado por la Sociedad Española de Ge omorfología.

- 
- Ortega, J.A. y Garzón, G. (2004b). *Incidencia de los acondicionamientos en pequeños cauces y de los cambios de usos del suelo en las inundaciones de Badajoz (1997)*. Madrid. Monografías CEDEX. 380-492pp.
- Ortega, J.A. y Garzón, G. (2005a). *Ephemeral deposit analysis from a riverine flashflood: morphosedimentary evolution and significance in flood interpretation*. VI Internacional Conference on Geomorphology. Zaragoza.
- Ortega, J.A. y Garzón, G. (2005b). *Significance of field evidence integrated with hydrological techniques in flood discharge estimation. Was the 1997 Rivillas flashflood (Badajoz, Spain) an exceptional event?*. VI Internacional Conference on Geomorphology. Zaragoza.
- Ortega, J.A., Potenciano, A. y Garzón, G. (2005). *Influence of North Atlantic Oscillation in Guadiana River floods using historical and palaeohydrological data*. VI Internacional Conference on Geomorphology. Zaragoza.
- Osterkamp, W.R. y Costa, J.E. (1987). *Changes accompanying an extraordinary flood on a sand-bed stream*. En: Mayer, L. y Nash, D (eds). *Catastrophic flooding*. Allen & Unwin. Boston. 201-224pp.
- Ouarda, T. Hamdi, Y. y Bobee, B. (2004). *A general system for frequency estimation in hydrology (FRESH) with historical data*. En: G. benito y V. Thornthdycraft (Eds). *Systematica, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation: Methodological guidelines*. CSIC. Madrid. 71-74pp.
- Pablo del Río, L. (1997). *Comportamiento del modelo HIRLAM/INM en la situación de precipitaciones intensas en el SW peninsular el día 6 de Noviembre de 1997*. Nota Técnica N° 53 del Servicio de Modelización Numérica del Tiempo.
- Patton, P.C. (1988). *Drainage basin morphometry and floods*. En “Flood geomorphology”. Baker, V., Kochel, R. C. y Patton, P.C. (Eds). Wiley. Nueva York. 51-64pp
- Patton, P.C. y Baker, V. (1976). Morphometry and floods in small drainages basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. *Water Resources Research*, v12-5. 941-952pp
- Patton, P.C. y Dibble, D.S. (1982). Archeologic and geomorphic evidence for the paleoydrologic record in the Pecos river in Wester Texas. *American Journal of Science*, 282, 97-121pp.
- Patton, P.C., Baker, V.R. y Kochel, R.C. (1979). *Slack-Water deposits: A geomorphic technique for the Interpretation of Fluvial paleohydrology*. En: D.D. Rhodes y G.P. Williams (Eds). *Adjustment of the fluvial system*. Kendall/Hunt Public. Iowa. 225-252pp
- Pfister, C., Brazdil, R., Glaser, R., Barriendos, M., Camuffo, D., Deutsch, M., Dobrovolny, P., Enzi, S., Guidoboni, E., Kotyza, O., Militzer, S., Racz, L. and Rodrigo, F.S. (1999). Documentary Evidence on Climate in the Sixteenth-Century Europe. Special Issue: Climatic Variability in Sixteenth-Century Europe and Its Social Dimensions, *Climatic Change*, 43:1, 55-110.

- Popp, C.J., Hawley, J.W., Love, D.W. y Dehn, M. (1988). Use of radiometric (Cs-137, Pb-210), geomorphic, and stratigraphic techniques to date recent oxbow sediments in the Rio Puerco Drainage, Grants Uranium Region, New Mexico. *Environmental Geology and Water Science*, 3. 253-269pp.
- Potenciano, A. (1995). *Estudio de las inundaciones históricas en el río Amarguilo (Toledo)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. (inédita).
- Potenciano, A. (1998). Inundaciones históricas en Consuegra (Toledo). *Tierra y Tecnología (Riesgos Naturales)*, 18. 68-73pp.
- Potenciano, A. (2004). *Las inundaciones históricas en el centro-sur de la Península Ibérica. Condicionantes geomorfológicos y climáticos*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (inédita).
- Potenciano, A., Garzón, G., Ortega, J.A. y Martínez, J. (1999). *Paleoclimatic significance of historical floods on the Atlantic and Mediterranean watersheds of central – south Spain*. 11th Meeting of European Geological Society (MAEG). Alicante.
- Potter, H. R. (1978). *The use of historic records for the augmentation of hydrological data*. Institute of Hydrology report N° 46. Wallingford, 59pp.
- Ramis, C., Llasat, M.C., Genovés, A. y Jansà, A. (1994). The october 1987 floods in Catalonia: synoptic and mesoscale mechanism. *Meteorology Apps*, Vol 1, 337-350 pp.
- Ramos, A. (1992). *Sistemas aluviales braided*. En: Sedimentología, A. Arche (Coord.). Vol I. CSIC. Madrid. 67-106pp.
- Reed, D. W. y Robson, A. J. (1999). *Adjusting for urbanisation*. Chapter 18, Vol 3. Flood Estimation Handbook. Institute of Hydrology, Wallingford, 191-203.
- Richardson, K. y Carling, P. (2005). *A typology of sculpted forms in open bedrock channels*. Geological Society of America. Special Paper, 392. 107pp.
- Rico, M. (2004). *Las paleoocrecidas en la cuenca media del río Segre durante el pleistoceno superior-holoceno: registros morfosedimentarios y análisis hidrológico*. Tesis doctoral. Zaragoza. 398pp.
- Río, del, L., Benavente, J., Gracia, F.J., Anfuso, G. Martínez del Pozo, J.A., Domínguez, L., Rodríguez-Ramírez, A., Flores, E., Cáceres, L., López-Aguayo, F y Rodríguez-Vidal, J. (2002). *The quantification of coastal erosion processes in the South Atlantic Spanish Coast: Methodology and preliminary results*. Littoral 2002. The changing coast. Ed. EUROCOAST. Oporto. 383-390pp.
- Riosalido, R. (1990). Satellite characteristics of mesoscale convective systems over Spain. Proceedings of the eighth Meteosat Scientific Users meeting, Norrköping. EUMET-SAT EUMPO8, 127-130pp.

- Riosalido, R. (1998). *Estudio meteorológico de la situación del 7 de agosto de 1996 (Biescas)*. 90pp. INM serie monografías. MMA.
- Riosalido, R., Elizaga, F., Carretero, O. y Martín F. (1998). *Climatología satélite de Sistemas Convectivos de Mesoescala en las proximidades de la península Ibérica: aplicación a la predicción de lluvias torrenciales*. Memoria de Investigación del Proyecto CICYT CLI95-1776. Nota Técnica del STAP N° 29, publicación interna del INM.
- Riosalido, R., Elizaga, F., Martín, F., Pino, J.D. Nuñez, M. y Martínez, I. (1999). *Estudio de la ciclogénesis atlántica del 5 y 6 de noviembre de 1997*. Nota técnica del INM. Ministerio de Medio Ambiente.
- Ritchie, J.C., Mc Henry, R. y Gill, A.C. (1974). Fallout <sup>137</sup>Cs in the soils and sediments of three small watersheds. *Ecology*, 55. 887-890pp.
- Rodrigues, R. (2002). *Inundacoes en Portugal*. Aspectos meteorológicos e hidrológicos. INAG. Lisboa.
- Rodrigues, R., Brandao, C. y Álvares, T. (1998). *Qual o grau de excepcionalidade das cheias ocorridas no inicio do ano hidrológico de 1997/98?* 4º Congreso da Agua. Lisboa. INAG. 16pp.
- Rodrigues, R., Brandao, C. y Pinto, J. (2004). *A cheia de 24 de fevereiro de 2004 no rio Ardila*. Relatorio técnico. INAG. 11pp.
- Rodríguez Vidal J, Cáceres L, Rodríguez Ramírez A. (1993). *Modelo evolutivo de la red fluvial cuaternaria en el suroeste de la Península Ibérica*. 3ª Reunión do Quaternario Ibérico: Coimbra; 93-96.
- Rodriguez, J., Rodriguez, A., Cáceres, L.M., Clemente, L., Guerrero, V., Cantano, M., Belluomini, G. e Improta, S. (1997). Evolución Holocena de las formaciones litorales de la costa de Huelva. En: J. Rodriguez (Ed). *Cuaternario Ibérico*. Huelva. 77-83pp.
- Rodríguez-Puebla, C. Encinas, A.H. y Sáenz, J. (2001). Winter precipitation over the Iberian peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5 (2). 233-244pp.
- Schumm, J. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy. New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*. Vol 67. 597-646pp
- Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. Wiley. New York. 338pp
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E. y Kirchner, J.W. (1994). Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. *Journal of Geology*, 102. 457-474pp.
- Seidl, M.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W. Hudson, G.B. y Dietrich, W.E. (1997). Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22. 195-209pp.

- Sheffer, N. Enzel, Y. Benito, G. Grodek, T. Poart, N. Lang, M. Naulet, R. y Coeur, D. (2003). Historical and paleofloods of the Ardeche river, France. *Water Resources Research*, 39. 1376-
- Sheiddeger, (1970). *Theoretical geomorphology*. Springer Verlag. Berlin. 435pp.
- Shepherd, R.G. y Schumm, S.A. (1974). Experimental study of river incision. *Geological Society of America*. v85. 257-268pp.
- Shields, A. (1936). *Application of similarity principles and turbulence research to bedload movement*. California Institute of Technology. California.
- Shouthead, J.B. (1975). *Bed configurations*. SEPM Short Course N°2, 5-43pp
- Simons, D. B. y Richardson, E.V. (1961). Forms of bed roughness in alluvial channels. *Am Soc Civil Eng Proc* 87 (HY3). 87-105.
- SNIRH. (1998). *Caracterizacao preliminary dos efeitos das cheias de 5/11/97 na bacia do Guadiana*. Velatorio Técnico 052D/63.
- SNIRH. (1999). *Plano da Bacia do Río Guadiana*. Volume IV. Diagnóstico. Parte 3. Situações Extremas. PBH do Río Guadiana
- Solano de Figueroa, J. (1928). *Historia eclesiástica de la ciudad y obispado de Badajoz*, Tomo 2°. Badajoz.
- Stedinger, J.R. y Cohn, T.A. (1986). The value of historical and paloflood information in flood frequency analysis. *Water Resour Res*, 22. 785-793pp.
- Stein, O.R. y Julien, P.Y. (1993). Criterion delineating the mode of headcut migration. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119. 37-50pp.
- Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Amer.Bull.* 63. 1117-1142pp.
- Strahler, A.N. (1964). *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*. En: Handbook of applied Hydrology. V.T. Chow (ed). 4.40-4.74pp. Mc Graw-Hill. New York.
- Strickler, A. (1923). *Some contributions to the problem of velocity formula and roughness factor for rivers, canals, and close conduits*. Mitteilungen des eidgenossischen Amies fur Wasserwirtschaft. Bern. Switzerland. N°16.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B. Mc Cormac, G., van der Plicht, J. y Spurk, M. (1998). INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40 (3). 1041-1083pp.
- Sundborg, A. (1956). The river Klaralven: a study of fluvial processes. *Geograf Ann* 38. 125-316pp.
- Temez, J. R. (1978). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. MOPU., Madrid, 113p. 1978

- Temez, J. R. (1991). *Extended and improved Racional Method*. Version of the Highways Administration of Spain. Proc. XXIV Congress. España. Vol. A. 33-40pp.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G., Walling, D.E., Sopena, A., Sanchez-Moya, Y. y Rico, M. (2003). *Radiocarbon and caesium-137 dating of slackwater flood deposits of the Llobregat River (NE-Spain)*. En: V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos y M.C. Llasat (eds). *Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment*. (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002). CSIC, Madrid, 25-32pp.
- Thorndycraft, V. R., G. Benito, M. Rico, A. Sopena, Y. Sánchez-Moya and A. Casas. (2004): A Late Holocene Palaeoflood Record from Slackwater Flood Deposits of the Llobregat River, NE Spain. *Journal Geological Society of India*, 64(4): 549-559.
- Thorndycraft, V.R., G. Benito, D.E. Walling, A. Sopena, Y. Sánchez-Moya, M. Rico and A. Casas (2005a): Caesium-137 dating applied to slackwater flood deposits of the Llobregat River, NE Spain. *Catena*, 59(3): 305-318
- Thorndycraft, V., Benito, G., Rico, M. Sánchez-Moya, Y., Sopena, A. y Casas, A. (2005b). A long-term flood discharge record derived from slackwater flood deposits of the Llobregat river, NE Spain. *Journal of Hydrology*, 313. 16-31pp.
- Tinkler, K.J., Pengelly, J.W., Parkings, W.G. y Asselin, G. (1994). Postglacial recession of Niagara Falls in relation to the Great Lakes. *Quaternary Research*, 42. 20-29pp.
- Trieste, D. J. y Jarret, R. (1987). *Roughness coefficients of large floods*. En James, L.G. y English, M.J. (eds). *Irrigation and drainage division Specialty Conference "Irrigation Systems for the 21st century"*. Proceedings. 32-40p.
- Trigo R.M., Pozo-Vazquez D., Osborn T.J, Castro-Diez Y., Gámis-Fortis S., Esteban-Parra M.J. (2004) "North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology*, 24, 925-944pp.
- USACE (1960). *Routing of floods through river channels*. Engineering manual. 1110-2-1408. U.S. Army. Washington.
- USACE (1968). HEC-1. Flood hydrograph package. User's Manual. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.
- USACE (1993). *River hydraulics*. 1110-2-1416. Washington.
- USACE (1997). HEC-RAS. *River análisis system. User's manual*. Versión 2.0. U.S. Army Corps of Engineers. Davis. California.
- USACE (1998). HEC-1. *Flood hydrograph package. Manual de usuarios*, Versión v.4.1 U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.
- USDA. (1975). *Soil Taxonomy*. Agriculture handbook nº 436. Washington. 754pp

- Walker, G. y Bliss, E. (1932). *World weather*. V Memorial Royal Meteorological Society 4, 53-84.
- Ward, R. (1978). *Floods, A Geographical Perspective*. New York. John Willey and Sons.
- Alonso, A. y Garzón, G. (1994). Quaternary evolution of a medium sinuosity gravel bed river. Jarama River. Central Spain. *Terra Nova*, 6, 465- 475.
- Webb, R.H. (1985). *Late Holocene flooding on the Escalante river. South Central Utah*. Ph.D. Dissertation. Univ. of Arizona. Tucson, AZ. 204pp.
- Williams, G.P. y Costa, J.E. (1988). *Geomorphic measurements alter a flood*. En: "Flood geomorphology". Baker, V., Kochel, R. C. y Patton, P.C. (Eds). Wiley. Nueva York. 65-77pp
- Wohl, E.E. (1992). Bedrock benches and boulders bars: Floods in the Burdekin Gorge of Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 104. 770-778pp.
- Wohl, E.E. (1993). Bedrock channel incision along Picanniny Creek, Australia. *Journal of Geology*, 101. 749-761pp.
- Wohl, E.E. (1998). *Bedrock channel morphology in relation to erosional processes*. En: K.J. Tinkler y E.E. Wohl (eds). *Rivers over Rock: Fluvial processes in Bedrock channels*. American Geophysical Monograph, 107. 133-151pp.
- Wohl, E.E. (1999). *Incised bedrock channels*. En: S.E. Darby y A. Simon (eds). *Incised river channels*. John Willey and Sons. 187-218pp.
- Wohl, E. E. e Ikeda, H. (1998). Patterns of bedrock channel erosion on the Bosso peninsula, Japan. *The Journal of Geology*. Vol. 106, 331-345pp.
- Wohl, E.E., Greenbaum, N., Schick, A.P. y Baker, V.R. (1994). Controls of bedrock channel incision along Nahán Paran. Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19. 1-13pp.
- Young, R.W. (1985). *Waterfalls: form and process*. Zeitschrift fur Geomorphologie, 55. 81-95pp.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Hoyos, M., Cuerda, J., Ghaleb, B., Bardají, T., Dabrio, C.J., Lario, J., Silva, P.G., González, A., González, F. y Soler, V. (1997). El nivel del mar y los interglaciares cuaternarios: Su registro en las costas peninsular e insulares españolas. En: Rodríguez Vidal, J. *Cuaternario Ibérico*. Huelva. 23-32pp.

Páginas web:

- CSIC/IRNAS, 2000. Atlas digital de comarcas de suelos. MIMAM-CSIC. <http://leu.irnase.csic.es/mimam/indice.htm>
- Información histórica de la ciudad de Badajoz: <http://arrakis.es/~cmacias.htm>
- Mapas históricos de la cuenca del río Rivillas: <http://napoleonseries.org>
- Sistema Nacional de Informacao de Recursos Hídricos (SNIRH). <http://snirh.inag.pt/>



## **8 Índice de acrónimos y abreviaturas**

- AMS. Acelerador Mass Spectrometry (acelerador de espectrometría de masas)
- CEDEX. Centro de estudios y experimentación del Ministerio de Fomento
- CEH. Centro de Estudios Hidrográficos
- CHG. Confederación Hidrográfica del Guadiana
- CN. Curve Number (número de curva)
- CSIC. Centro Nacional de Investigaciones Científicas
- EH. Estrecho de las Hoces (Ciudad Real)
- EHCAJ. Corte del Arroyo Doña Juana del Estrecho de las Hoces
- EHCMD. Corte de la Margen Derecha del Estrecho de las Hoces
- GEV. Generalysed Extreme Values (valores extremos generalizados)
- IGME. Instituto Geológico y Minero de España
- INAG. Instituto Nacional da Agua en Portugal
- INM. Instituto Nacional de Meteorología
- LIA. Little Ice Age (Pequeña Edad de Hielo)
- MCC (SCM). Mesoscale Convective Complex (Complejo Convectivo de Mesoescala)
- MOPU. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo
- MWP. Medieval Wet Period (Periodo Medieval Templado)
- NAO. North Atlantic Oscillation (Oscilación del Atlántico Norte)
- PDL. Pulo do Lobo (Alentejo, Portugal)
- PLCA1. Corte del Arroyo 1 del Pulo do Lobo
- PLCA2. Corte del Arroyo 2 del Pulo do Lobo
- PLCAL. Corte del Arroyo de las Limas del Pulo do Lobo
- PLCEA. Corte de la Estación de Aforos del Pulo do Lobo

Po. Umbral de escorrentía

Qc. Caudal máximo anual

Qci. Caudal máximo instantáneo

Qp. Caudal punta

RDM. Missing Elevation Measurement (medida de alturas a larga distancia)

SCM. Sistema Convectivo de Mesoescala

SCS. Soil Conservation Service

SLW. Slackwater deposit (depósito de remanso)

SNIHR. Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (Portugal)

Tc. Tiempo de Concentración

Tdp. Tiempo de desfase de punta

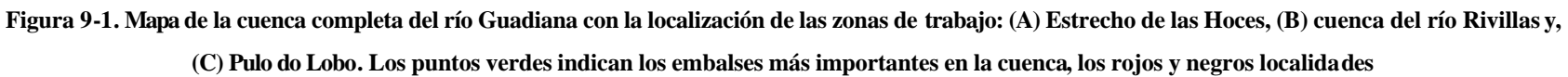
Tp. Tiempo de la punta

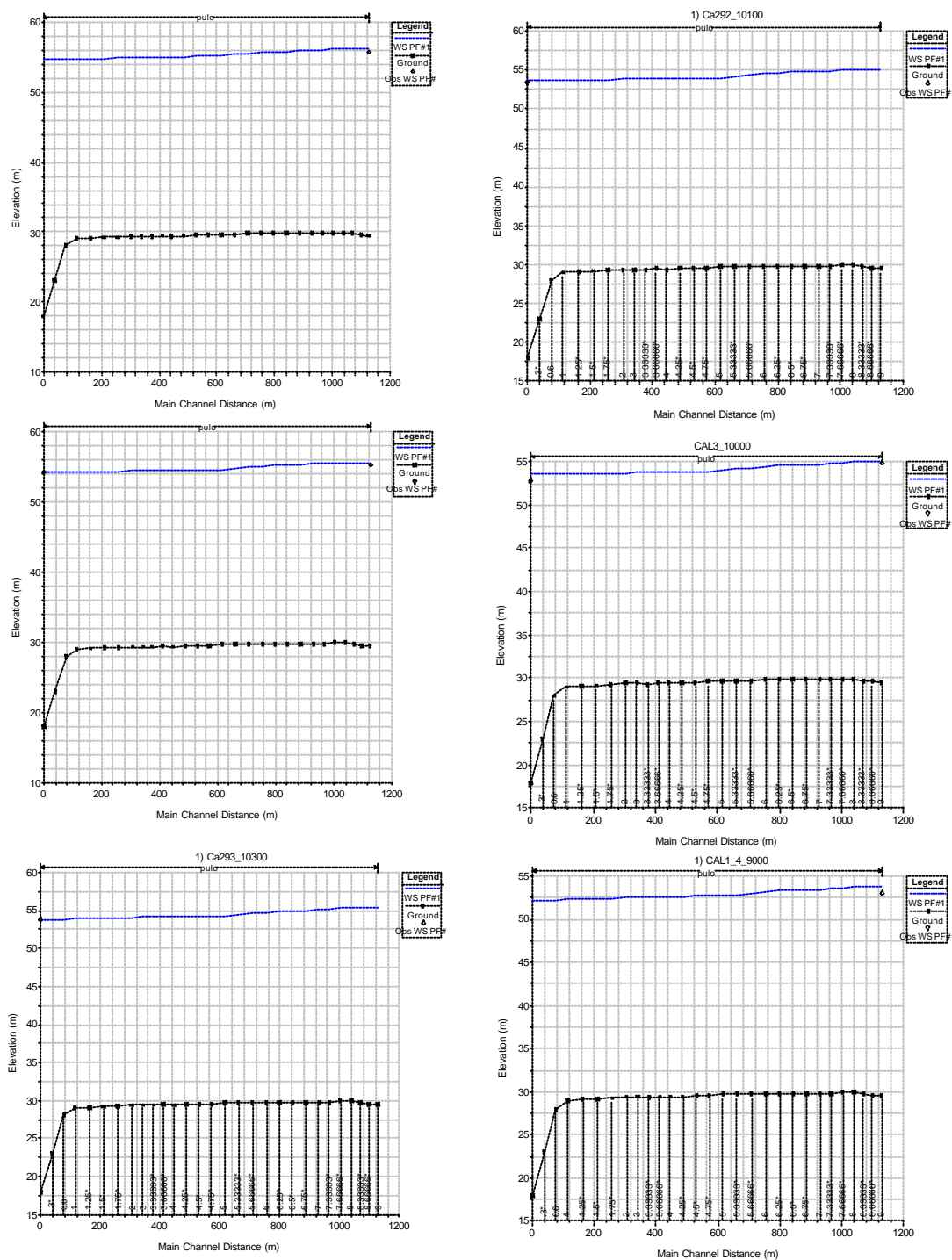
USACE. United States Army Corp of Engineers (Cuerpo de Ingenieros de la Armada de Estados Unidos)

## 9 Anexos

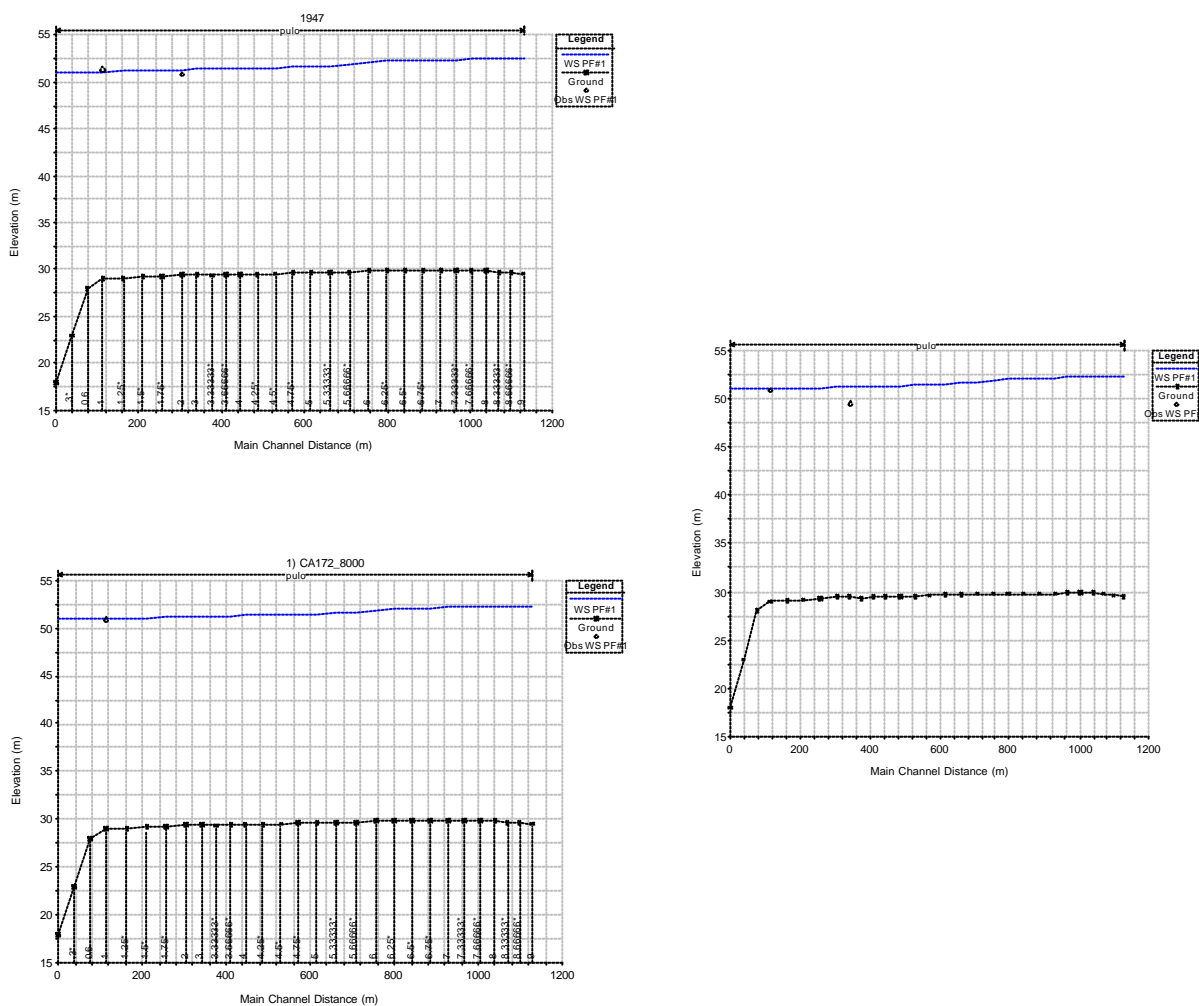
Contienen:

- Mapa general de la cuenca con las zonas de estudio
- Perfiles longitudinales de salida del HEC-RAS en las zonas de PDL y EH
- Mapas morfosedimentarios de la cuenca del Rivillas
  - Mapa del tramo de Casa de Huerta Peña
  - Mapa del tramo de Romera-Perales I
  - Mapa del tramo de Romera-Perales II
  - Mapa del tramo de Cansini
  - Mapa del tramo del Parque Acuático
  - Mapa del tramo de Galache I
  - Mapa del tramo de Galache II
- Cronología de la inundación del Rivillas
- Periodos de retorno en las lluvias obtenidos por el INM
- Hietograma sintético de la inundación
- Valores de rugosidad para cada tramo en el canal y llanura de inundación
- Calibración de la rugosidad del modelo hidráulico mediante marcadores de agua
- Resultados de las variables físicas (calado, velocidad, esfuerzo de cizalla y potencia fluvial) en cada tramo
- Resultados de salida del programa HEC\_RAS para las distintas variables en cada tramo modelizado

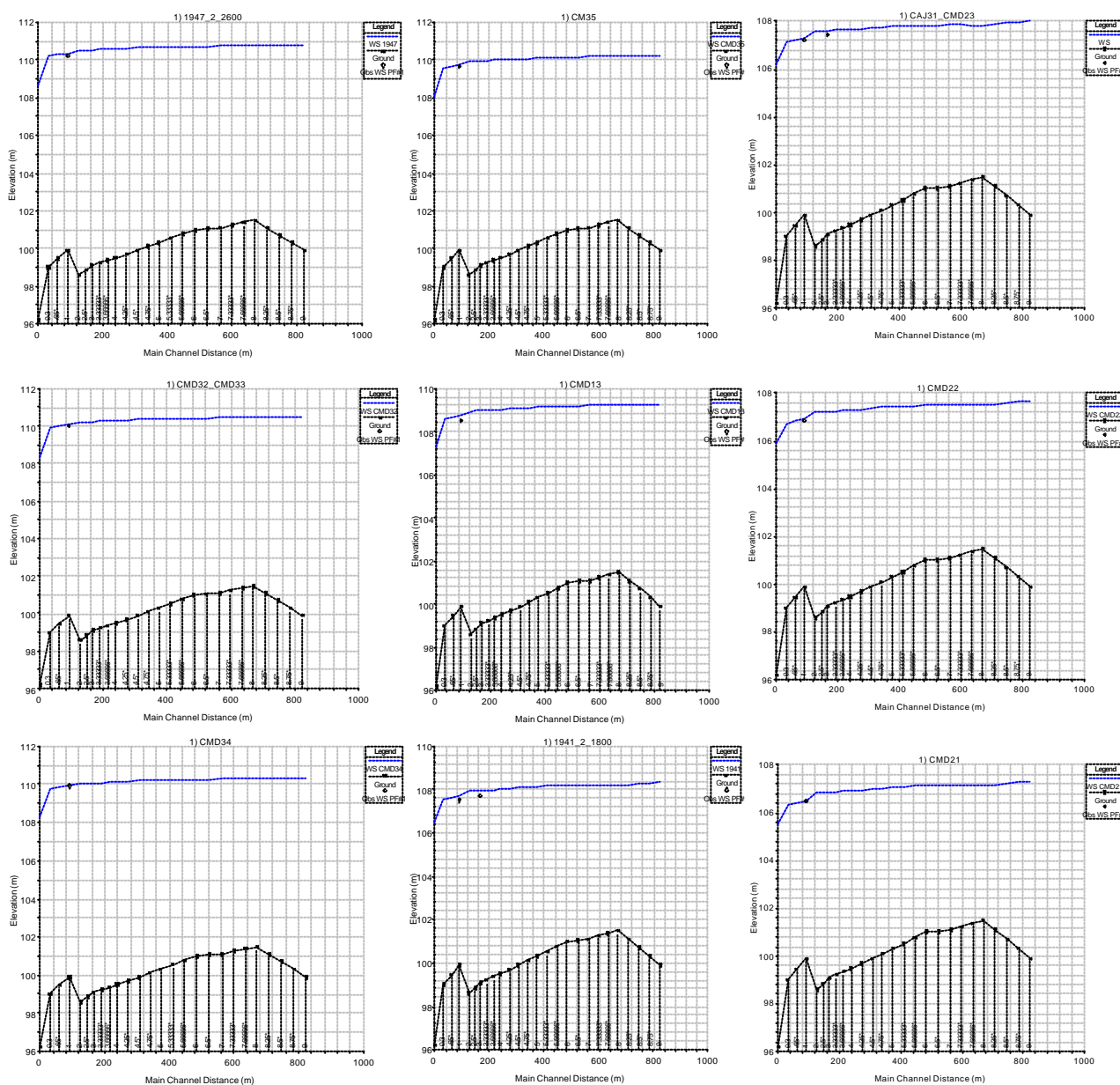




**Figura 9-2. Eventos de PLCAL0, PLCAL2, PLCA293, PLCA292, PLCAL3 y PLCAL1 con los niveles de agua alcanzados y el SLW que le da el nombre.**



**Figura 9-3. Eventos de marzo de 1947, PLCA172 y PLCA171 en la zona de PDL con los niveles de agua alcanzados y el SLW que le da el nombre.**



**Figura 9-4. Eventos de 1947, CMD32-33, CMD34, CMD35, CMD13, 1941 CAJ32, CMD22 y CMD21 en el tramo de EH**

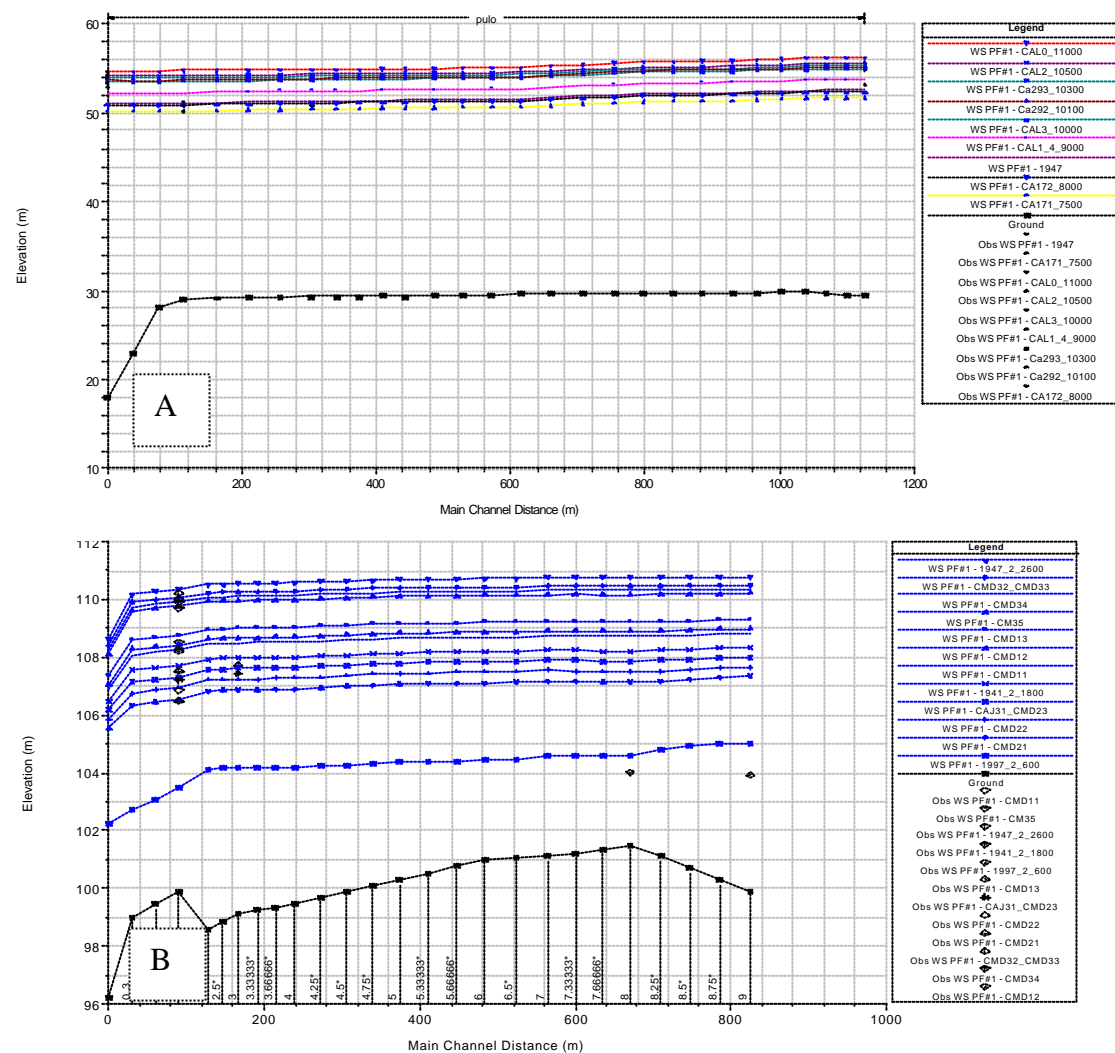
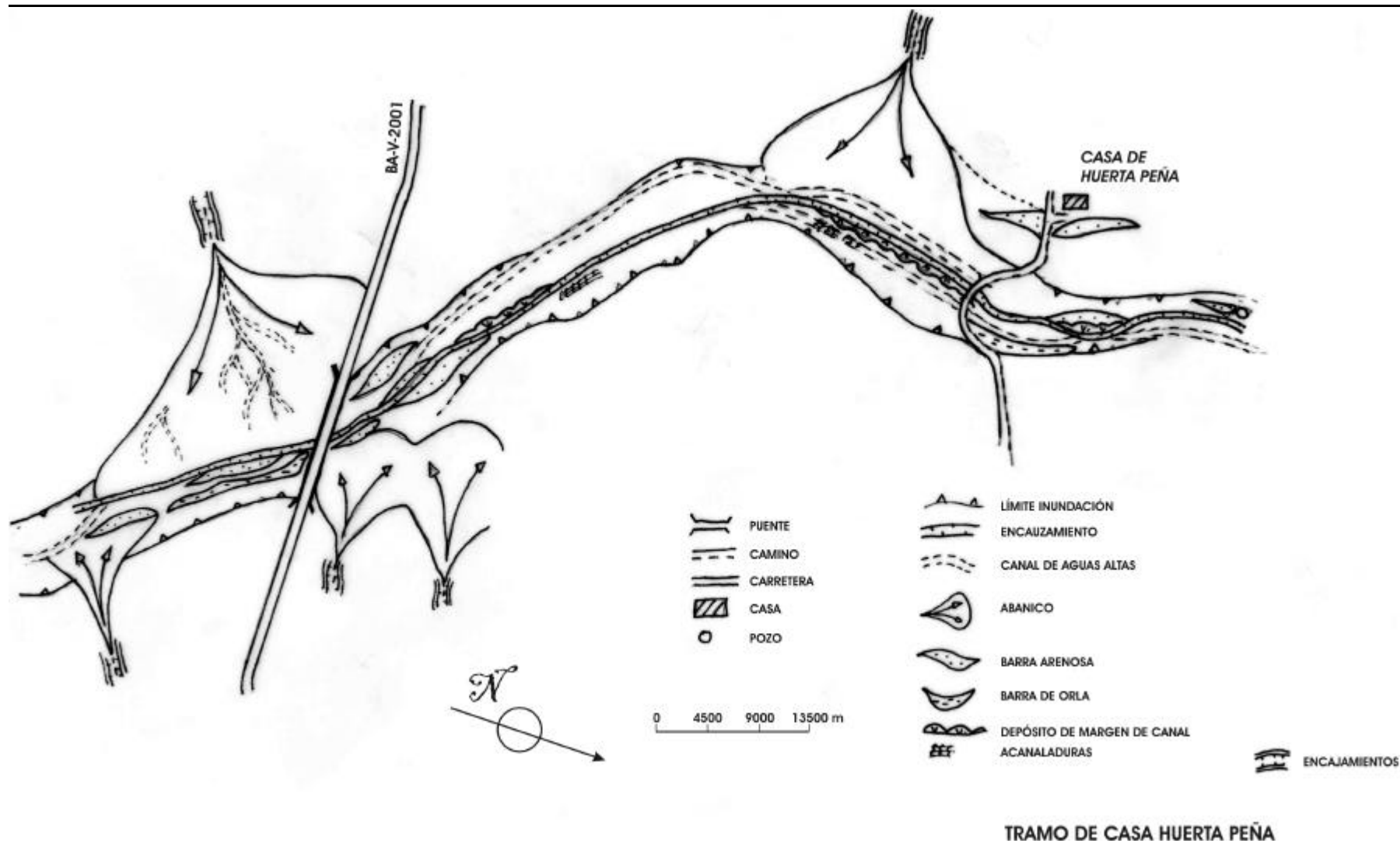
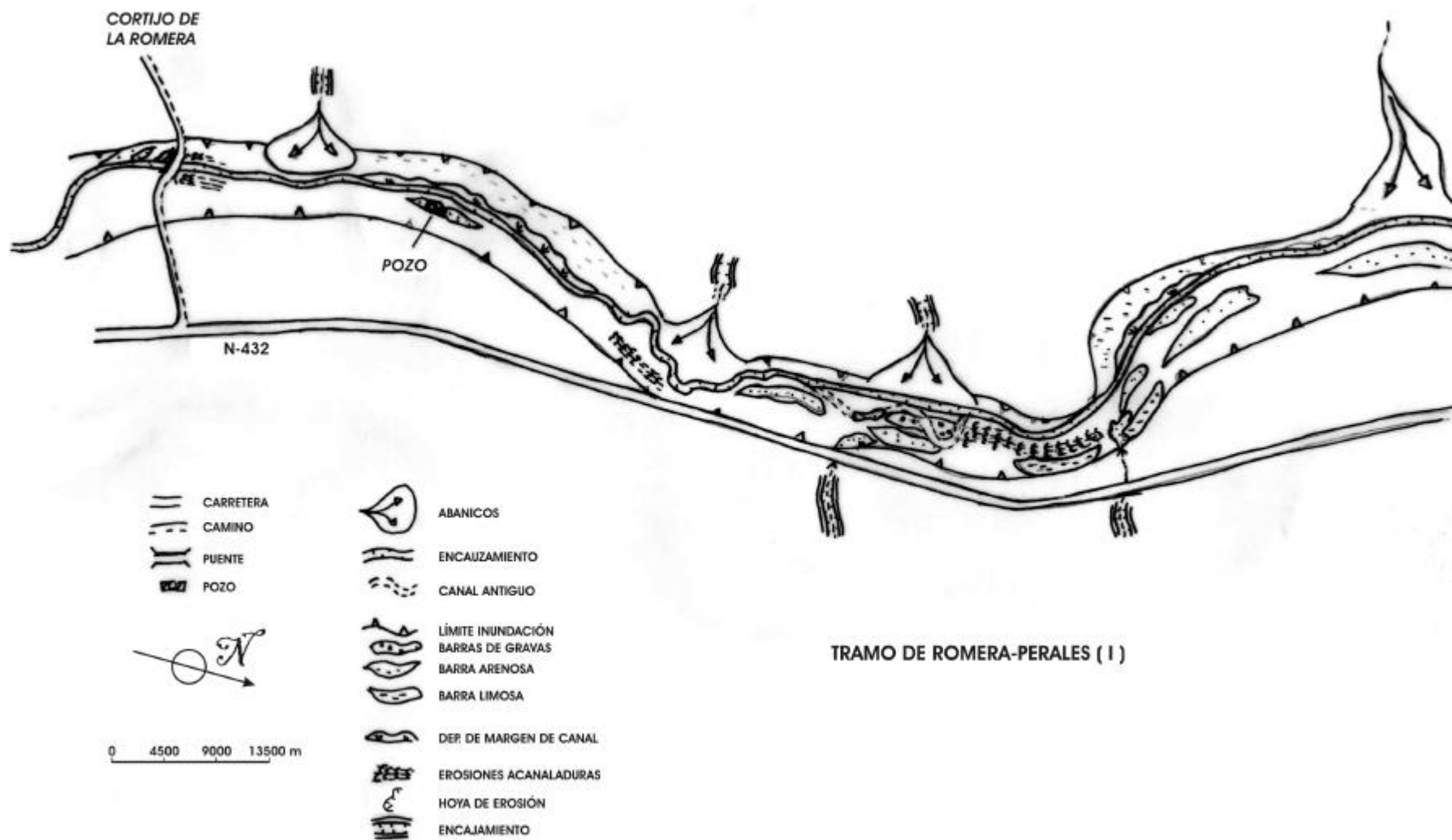


Figura 9-5. Todos los eventos juntos en las dos zonas estudiadas. A. Pulo do Lobo y B. Estrecho de las Hoces

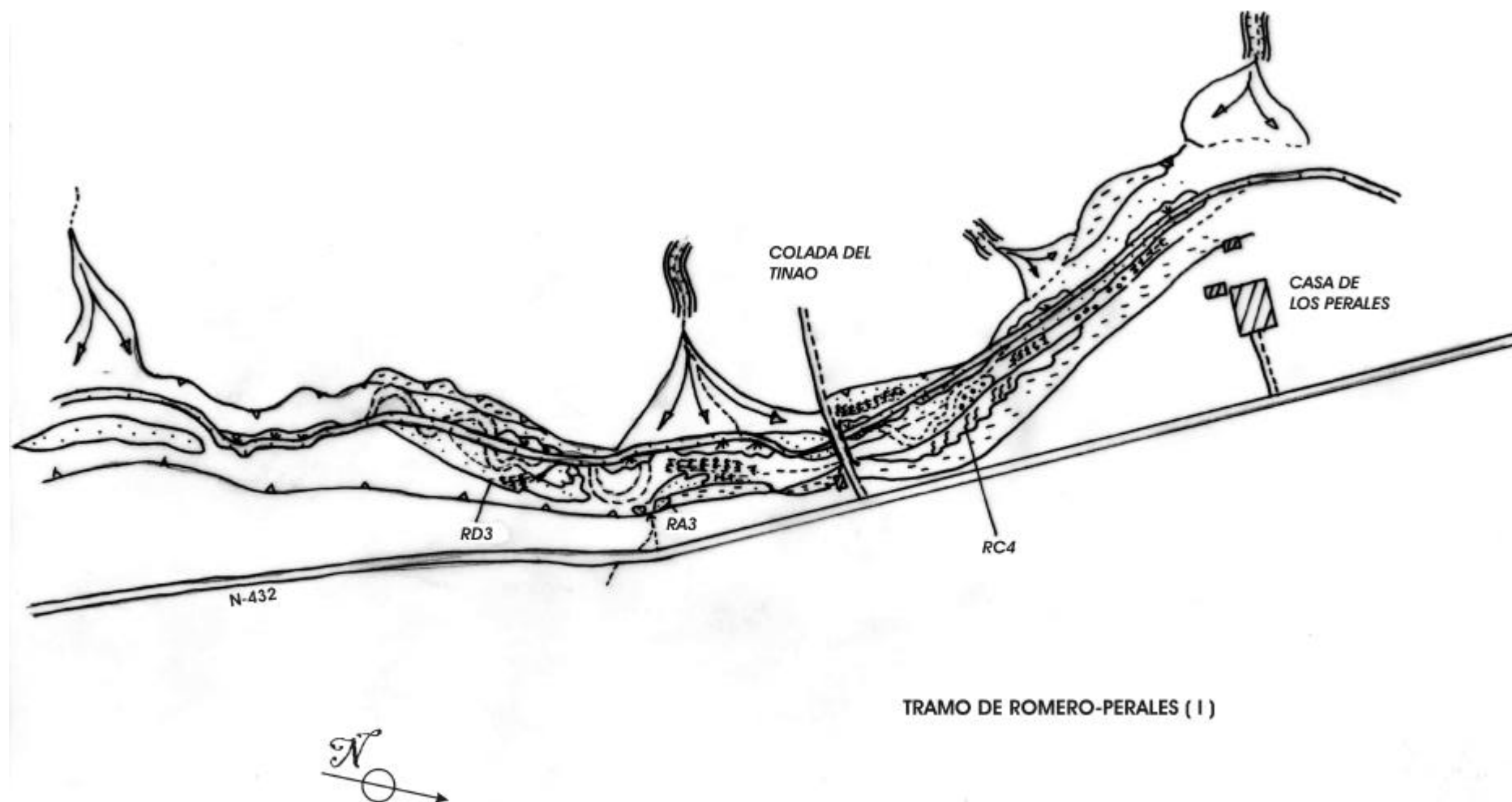




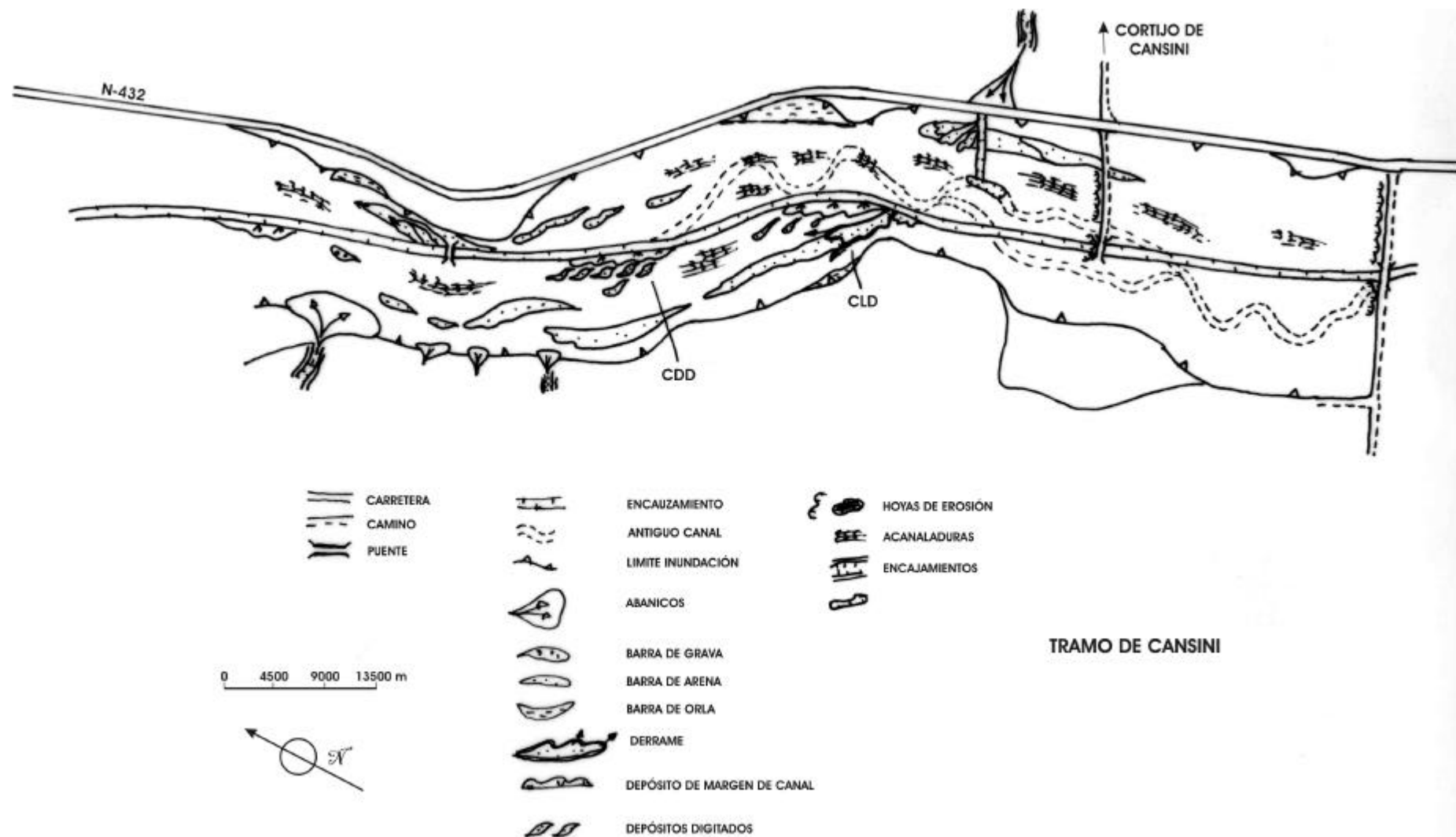
Mapa 9-1. Mapa morfosedimentario del tramo de Casa de Huerta Peña. Crecida del río Rivillas



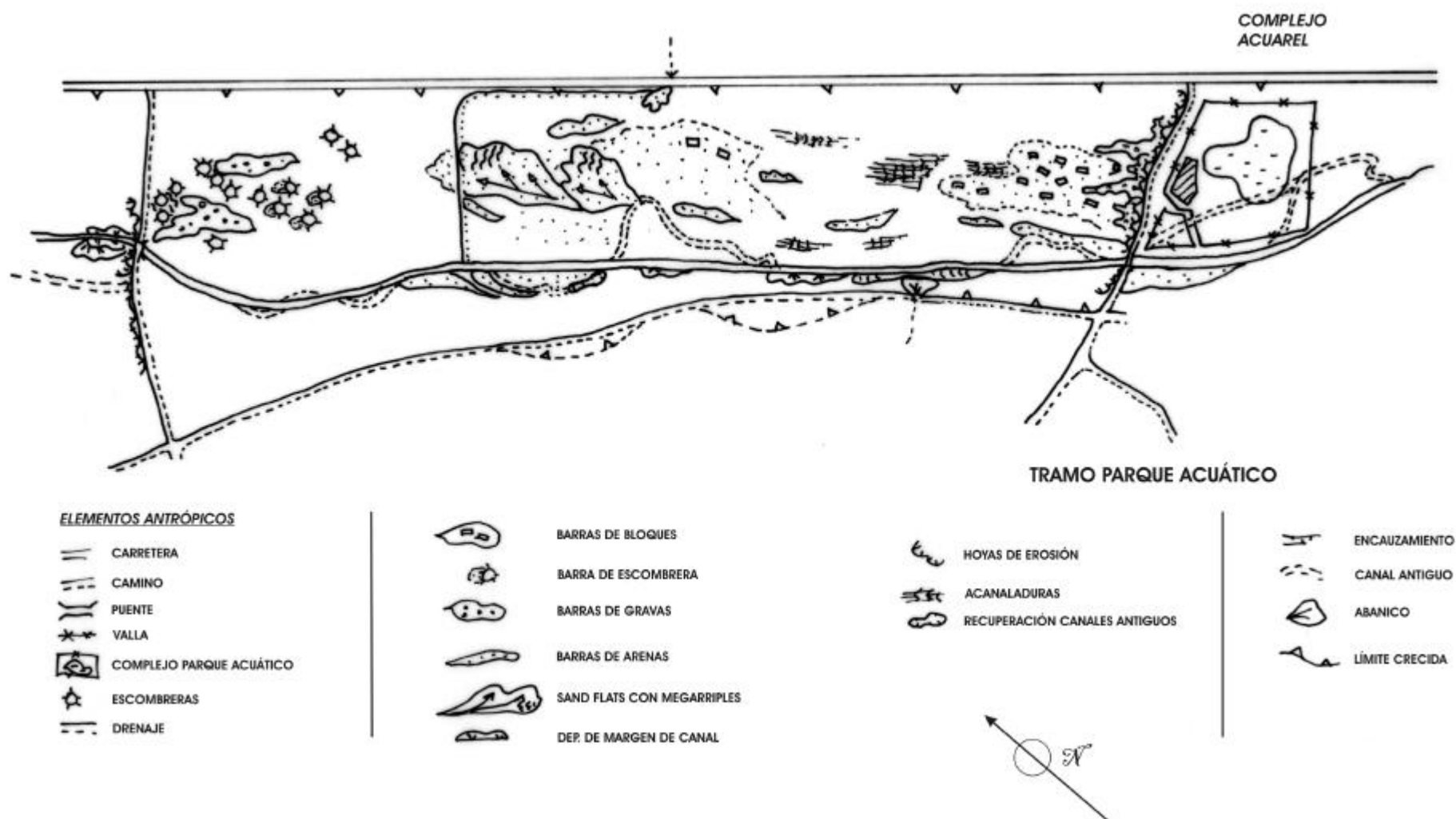
Mapa 9-2. Mapa morfosedimentario del tramo de Romera-Perales (I). Crecida del río Rivillas



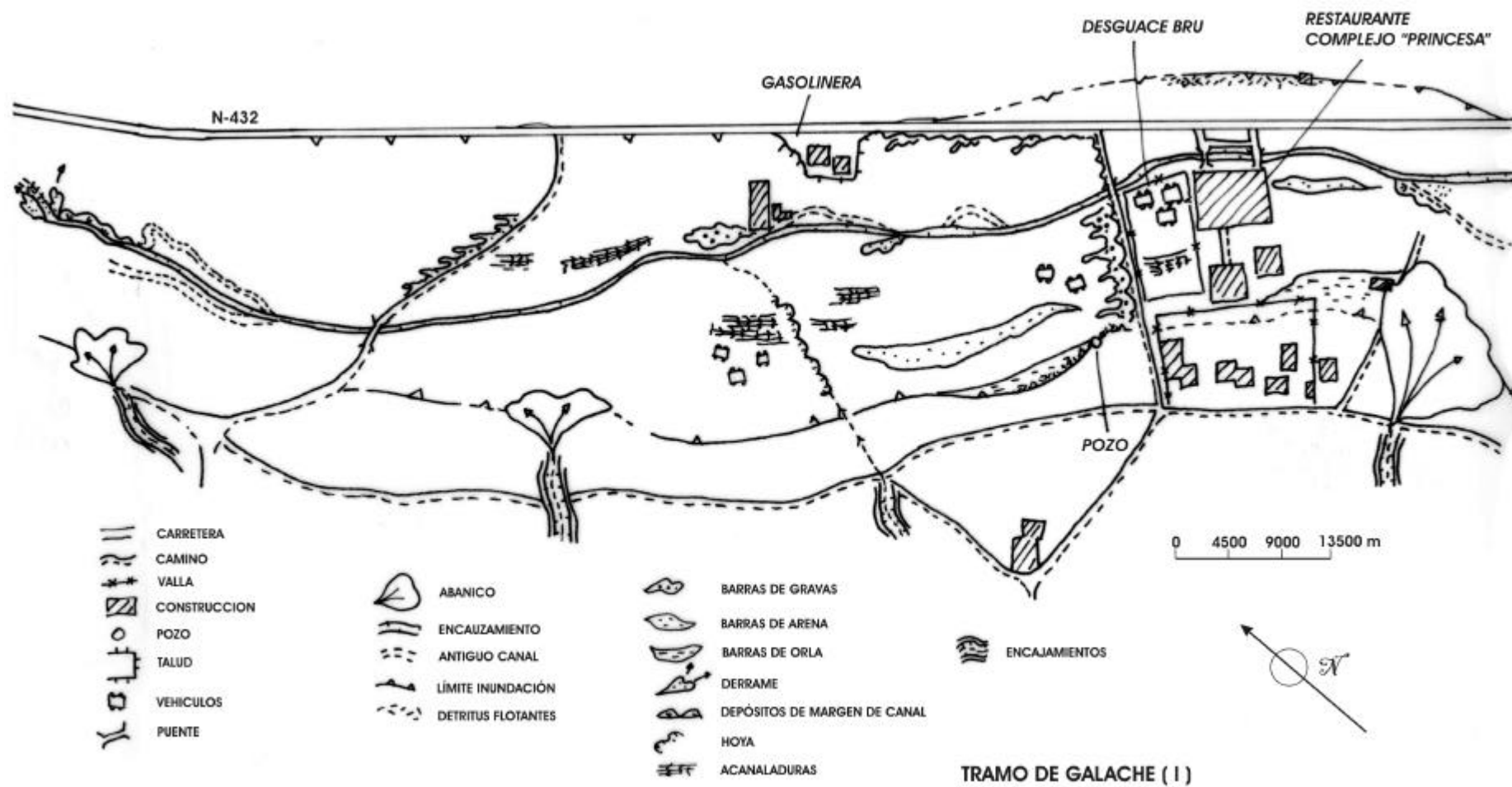
Mapa 9-3. Mapa morfosedimentario del tramo de Romera-Perales (II). Crecida del río Rivillas



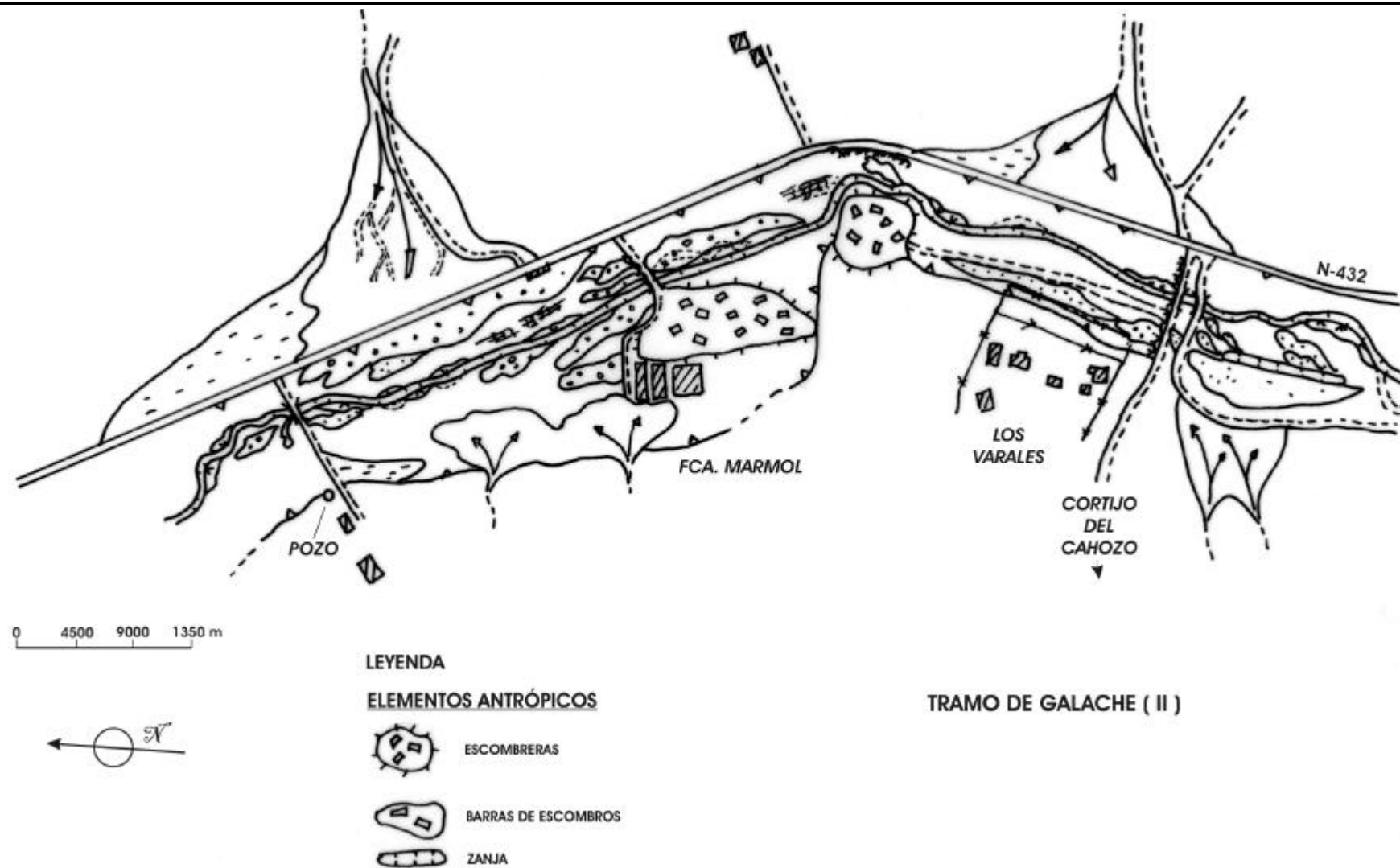
Mapa 9-4. Mapa morfosedimentario del tramo de Cansini. Crecida del río Rivillas



Mapa 9-5. Mapa morfosedimentario del tramo del Parque Acuático. Crecida del río Rivillas



Mapa 9-6. Mapa morfosedimentario del tramo de Galache I. Crecida del río Rivillas



Mapa 9-7. Mapa morfosedimentario del tramo de Galache II. Crecida del río Rivillas

Hora	Día	Hecho	Fuente
-	5-11	En Portugal caen fuertes lluvias y tienen problemas	TVE, El Mundo
19,00	5-11	Rachas de vientos muy fuertes (hasta 72 Km/h) en el litoral y sur de Portugal	INM, 1999c
19,10	5-11	Se registra un máximo de precipitación de 44 l/m <sup>2</sup> y hora en Piedraguda	INM, 1999c
20,00-21,00	5-11	Tormenta fuerte en Cheles (2-3 horas antes que en Badajoz)	Testigos presenciales
21,00	5-11	Se forma una balsa de agua en el desguace BRU, la carretera N-432 queda cortada al paso	Testigos presenciales
22,20	5-11	Máximo de precipitación en Badajoz "Talavera" con 88l/m <sup>2</sup> en una hora	INM
22,40	5-11	Máximo de precipitación en Valdecaballeros "Central" con 85l/m <sup>2</sup> en una hora	INM
23,00	5-11	El río Rivillas en el PK 6,900 de la N-432 circula normal	CHG, 1997
	5-11	Se produce un espectacular aumento de los caudales en los Arroyos (Probablemente debida a la llegada del caudal del A° San Gabriel)	El Mundo
	5-11	Comienza a llover muy fuerte y se desborda la canalización en Valverde de Leganés. Se da el aviso	Ayto. Valverde de Leganés
	5-11	Se dispuso un servicio de vigilancia en las proximidades de los cauces de los ríos (Rivillas y Calamón) y del río Guadiana a su paso por la ciudad	Protección Civil Badajoz
	5-11	Se constituye en la Delegación de Gobierno un gabinete de crisis	Protección Civil de Badajoz
	5-11	El río Calamón a la entrada del encauzamiento discurría normal	CHG, 1997
	5-11	Subida importante del río Rivillas en el PK 6,900	CHG, 1997
23,10	5-11	Máximo de precipitación en Cáceres "Carretera de Trujillo" con 54l/m <sup>2</sup> en una hora	INM
23,30	5-11	Queda sobrepasada la canalización en Valverde y se llega al punto álgido	Ayto. Valverde de Leganés
24,00	6-11	Crecida fuerte en Valverde de Leganés	ABC
	6-11	Desde los vehículos policiales junto a los cauces de los ríos se informa que en esos momentos el Calamón y el Rivillas no presentan subidas importantes de nivel.	Protección Civil Badajoz
	6-11	El río Calamón a la altura de la urbanización "Dehesilla de Calamón" discurre de forma normal	CHG, 1997
	6-11	El río Calamón según el testimonio de una asociación de vecinos alcanzó a cubrir el encauzamiento	CHG, 1997

**Tabla 9-1. Cronología de la inundación del río Rivillas en Badajoz los días 5 y 6 de noviembre de 1997**



Hora	Día	Hecho	Fuente
00,15	6-11	El río Rivillas en el PK 3,500 tiene un aspecto normal	CHG, 1997
00,30	6-11	El río Calamón en la urbanización “Dehesilla de Calamón” comienza a subir	CHG, 1997
00,50	6-11	Primera llegada de agua a Badajoz (Probablemente debida a la llegada del agua del A° Calamón)	Testigos presenciales
00,55	6-11	“Funcionarios del CNP informan a los vecinos del Cerro de Reyes del posible riesgo que podían correr. Se les aconseja desalojar sus viviendas y abandonar la zona. Muchas de las personas, mayores, se niegan. También se les insta a que vayan avisando a los demás vecinos y se presenten ayuda unos a otros”	Protección Civil Badajoz
1,00	6-11	El río Rivillas en el PK 3,500 experimenta una subida importante	CGH, 1997
	6-11	Desbordamiento de los Arroyos (comienzan a salirse de la canalización)	El Mundo, Testigos presenciales
1,15	6-11	En la C/ Arroyo Calamón el agua subió 3,5m en 10 minutos (juntos, Rivillas y Calamón, producen los caudales mayores)	Testigos Presenciales
1,20	6-11	Según un policía local de servicio el río Rivillas no cubría el encauzamiento en su tramo inicial	CHG, 1997
1,25	6-11	Llegada de la punta de la crecida. “La tromba de agua arrasó más de mil viviendas, hundió techos, arrancó de cuajo naves industriales y arrastró vehículos aparcados que empotró unos contra otros y contra las fachadas”	Protección Civil Badajoz
1,30	6-11	El río Calamón en la urbanización “Dehesilla de Calamón” alcanza la máxima cota de la crecida	CHG, 1997
	6-11	Fuerte crecida en el Arroyo Albarregas (Mérida)	El Mundo
	6-11	En Valverde de Leganés el arroyo comienza a descender	Ayto. Valverde de Leganés
1,15-1,30	6-11	Según el testimonio del presidente de una asociación de vecinos el río Calamón sube de golpe	CHG, 1997
1-1.30	6-11	Caos entre los vecinos del Cerro de Reyes, nadie precisa la hora de la punta, pero el agua estaba desbordando sobre las casas. Subida rápida en 15-20 minutos	El Mundo, Testigos presenciales
1,40	6-11	Según el testimonio de un policía local de servicio el río Rivillas al comienzo de la canalización alcanza la máxima cota y arrastra el vehículo oficial	CHG, 1997
3,00	6-11	Deja de llover sobre Badajoz	INM
4,00	6-11	Sube el agua del río Guadiana en Talavera La Real	Hoy
<4,00	6-11	Punta del río Guadiana, el puente-vado de Talavera la Real queda cortado hasta el 7-11	Hoy
9,00	6-11	Sigue cortada el agua, luz y bastantes carreteras	El Mundo

**Tabla 9-1. (continuación). Cronología de la inundación del río Rivillas en Badajoz los días 5 y 6 de noviembre de 1997**

Indicativo / Nombre estación		Longitud de la serie (años)	Precipitación T (500)	Precisión de T (500)	Precipitación 5-noviembre	T estimado 5-noviembre
3459	Botija	25	114.8	34.1	93.0	96
3469	Cáceres	53	109.5	22.9	129.0	más de 500
3554	Malpartida de Cáceres	37	87.7	18.0	96.0	más de 500
3555	Aldea del Cano	29	102.8	26.8	141.0	más de 500
4347	Zorita	26	119.0	34.9	102.0	146
4370	Puerto de Santa Cruz	28	105.8	27.6	106.0	más de 500
4406A	Mérida 'Grupo Escolar'	34	72.6	14.8	91.0	más de 500
4411	Alcuescar	40	115.7	25.1	94.0	85
4425E	Badajoz 'La Barca'	20	102.9	34.9	106.0	más de 500
4442	Sta. Marta de Barros	38	86.9	18.4	104.0	más de 500
4444B	Montijo 'Instituto'	23	95.3	27.3	110.0	más de 500

**Tabla 9-2. Estaciones y estimación del periodo de retorno efectuada por el INM (1999) empleando la función de distribución de tipo Gumbel.**

Indicativo / Nombre estación		Longitud de la serie (años)	Precipitación T (500)	Precisión de T (500)	Precipitación 5-noviembre	T estimado 5-noviembre
4450	La Albuera	33	93.6	22.0	110.0	más de 500
4452	Badajoz/Talavera 'base aérea.'	40	98.4	21.8	119.0	más de 500
4455	La Nava de Santiago	24	117.6	34.3	148.0	más de 500
4484	Pantano de Piedraguda	25	88.4	22.1	133.0	más de 500
4486	Olivenza	26	83.5	21.4	115.0	más de 500
4487	San Benito de la Contienda	23	94.8	26.3	143.0	más de 500
4488	Alconchel	22	116.5	34.9	154.0	más de 500
4492	Bancarrota	37	89.1	17.8	116.0	más de 500
4493	Higuera de Vargas	33	123.9	30.7	135.0	más de 500
4497	Villanueva Del Fresno	33	127.3	32.7	104.0	100
4508	Presa de Brovales	23	90.7	24.0	98.0	más de 500
4511	Jerez de Los Caballeros	34	106.6	24.4	112.0	más de 500

**Tabla 9-2. (continuación). Estaciones y estimación del periodo de retorno efectuada por el INM (1999) empleando la función de distribución de tipo Gumbel.**

---

Hora	Precipitación Estación Talavera “base aérea”	%lluvia respecto al total	Recalculado con la estación de La Albuera	Traslación hietograma (2h)
12:00	0	0	0	1,08
13:00	0	0	0	3,69
14:00	1	0,91	1,08	4,77
15:00	3,4	3,10	3,69	8,14
16:00	4,4	4,01	4,77	0,54
17:00	7,5	6,84	8,14	6,83
18:00	0,5	0,46	0,54	14,75
19:00	6,3	5,74	6,83	7,38
20:00	13,6	12,40	14,75	6,07
21:00	6,8	6,20	7,38	39,49
22:00	5,6	5,10	6,07	9,00
23:00	36,4	33,18	39,49	4,56
0:00	8,3	7,57	9,00	10,52
1:00	4,2	3,83	4,56	1,08
2:00	9,7	8,84	10,52	1,08
3:00	1	0,91	1,08	0
4:00	1	0,91	1,08	0
Total precipitación	109,7	100%	119	119

**Tabla 9-3. Reconstrucción del hietograma sintético para la cuenca alta a partir de los datos del pluviógrafo de la estación de Talavera “base aérea” y los valores absolutos del pluviómetro totalizador**

---

Sección	$n_b$	$n_1$	$n_2$	$n_3$	$n_4$	$m$	$N$
0	0,028	0,006	0,001	0,03	0,01	1	0,075
1	0,028	0,002	0,001	0,004	0,01	1	0,045
2	0,028	0,002	0,001	0,004	0,01	1	0,045
2.6	0,028	0,002	0,001	0,004	0,01	1	0,045
3	0,028	0,002	0,001	0,004	0,01	1	0,045
4	0,028	0,002	0,001	0,004	0,01	1	0,045
5	0,028	0,002	0,001	0,004	0,03	1	0,065
6	0,028	0,002	0,005	0,004	0,03	1	0,069
7	0,028	0,002	0,005	0,004	0,03	1	0,069
8	0,028	0,002	0,005	0,004	0,03	1	0,069
8.6	0,028	0,002	0,005	0,004	0,03	1	0,069
9	0,028	0,002	0,001	0,004	0,03	1	0,065
10	0,028	0,002	0,001	0,004	0,01	1	0,045
11	0,028	0,002	0,005	0,004	0,01	1	0,049
12	0,028	0,006	0,001	0,03	0,01	1	0,075

**Tabla 9-4. Valores estimados de rugosidad en el canal a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Romera**

---

Sección	n <sub>b</sub>	n <sub>1</sub>	n <sub>2</sub>	n <sub>3</sub>	n <sub>4</sub>	m	N
0	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
1	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
2	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
2.6	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
3	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
4	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
5	0,016	0,001	0	0,003	0,017	1	0,037
6	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
7	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
8	0,016	0,006	0	0,003	0,05	1	0,075
8.6	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,04
9	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
10	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
11	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
12	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049

**Tabla 9-5. Valores estimados de rugosidad en la margen derecha a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Romera**

Sección	n <sub>b</sub>	n <sub>1</sub>	n <sub>2</sub>	n <sub>3</sub>	n <sub>4</sub>	m	N
0	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
1	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
2	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
2.6	0,02	0,001	0	0,003	0,02	1	0,044
3	0,02	0,001	0	0,003	0,02	1	0,044
4	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
5	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
6	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
7	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
8	0,02	0,001	0	0,003	0,02	1	0,044
8.6	0,02	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
9	0,016	0,001	0	0,003	0,017	1	0,037
10	0,016	0,001	0	0,003	0,017	1	0,041
11	0,02	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
12	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049

**Tabla 9-6. Valores estimados de rugosidad en la margen izquierda a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Romera**

Sección	$n_b$	$n_1$	$n_2$	$n_3$	$n_4$	$m$	$n$
0	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
1	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
2	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
3	0,028	0,006	0,004	0,02	0,001	1	0,059
4	0,028	0,002	0,004	0,004	0,001	1	0,039
5	0,028	0,002	0,004	0,004	0,001	1	0,039
6	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
7	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
8	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
9	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
10	0,028	0,002	0,005	0,004	0,001	1	0,04
11	0,028	0,002	0,005	0,004	0,001	1	0,04
12	0,028	0,002	0,005	0,004	0,001	1	0,04
13	0,028	0,002	0,005	0,004	0,001	1	0,04
14	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
15	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
16	0,028	0,006	0,001	0,02	0,001	1	0,056
17	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
18	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036

**Tabla 9-7. Valores estimados de rugosidad en el canal a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Cansini**



Sección	n <sub>b</sub>	n <sub>1</sub>	n <sub>2</sub>	n <sub>3</sub>	n <sub>4</sub>	m	n
0	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
1	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
2	0,02	0,001	0	0,003	0,02	1	0,044
3	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
4	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
5	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
6	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
7	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
8	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
9	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
10	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
11	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
12	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
13	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
14	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
15	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
16	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
17	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
18	0,016	0,001	0	0,003	0,002	1	0,022

**Tabla 9-8. Valores estimados de rugosidad en la margen derecha a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Cansini**

Sección	$n_b$	$n_1$	$n_2$	$n_3$	$n_4$	$m$	$n$
0	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
1	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
2	0,02	0,001	0	0,003	0,02	1	0,044
3	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
4	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
5	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
6	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
7	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
8	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
9	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
10	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
11	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
12	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
13	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
14	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
15	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
16	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
17	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
18	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04

**Tabla 9-9. Valores estimados de rugosidad en la margen izquierda a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Cansini**

Sección	$n_b$	$n_1$	$n_2$	$n_3$	$n_4$	$m$	$N$
0	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
1	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
2	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
3	0,028	0,002	0,001	0,02	0,001	1	0,052
4	0,028	0,002	0,001	0,02	0,001	1	0,052
5	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
6	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
7	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
8	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
9	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
10	0,028	0,002	0,004	0,02	0,010	1	0,064
11	0,028	0,002	0,005	0,004	0,010	1	0,049
12	0,028	0,002	0,005	0,004	0,010	1	0,049
12.1	0,028	0,002	0,005	0,004	0,010	1	0,049
12.2	0,028	0,002	0,005	0,004	0,010	1	0,049
13	0,028	0,002	0,005	0,004	0,010	1	0,049
14	0,028	0,002	0,004	0,004	0,001	1	0,039
15	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
16	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
17	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036
18	0,028	0,002	0,001	0,004	0,001	1	0,036

**Tabla 9-10. Valores estimados de rugosidad en el canal a partir de la fórmula de Cowan (1956)  
para el tramo de Galache**

Sección	n <sub>b</sub>	n <sub>1</sub>	n <sub>2</sub>	n <sub>3</sub>	n <sub>4</sub>	m	n
1	0,014	0,001	0	0,003	0,02	1	0,038
2	0,014	0,001	0	0,003	0,02	1	0,038
3	0,014	0,001	0	0,003	0,02	1	0,038
4	0,014	0,001	0	0,003	0,02	1	0,038
5	0,014	0,001	0	0,003	0,02	1	0,038
6	0,014	0,001	0	0,003	0,02	1	0,038
7	0,014	0,001	0	0,003	0,02	1	0,038
8	0,014	0,001	0	0,003	0,017	1	0,035
9	0,014	0,001	0	0,003	0,017	1	0,035
10	0,014	0,001	0	0,003	0,017	1	0,035
11	0,025	0,001	0	0,003	0,02	1	0,049
12	0,016	0,006	0	0,03	0,02	1	0,072
12.1	0,016	0,006	0	0,03	0,02	1	0,072
12.2	0,016	0,006	0	0,03	0,02	1	0,072
13	0,016	0,001	0	0,03	0,02	1	0,067
14	0,016	0,001	0	0,03	0,02	1	0,067
15	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
16	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
17	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
18	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04

**Tabla 9-11. Valores estimados de rugosidad en la margen derecha a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Galache**

Sección	n <sub>b</sub>	n <sub>1</sub>	n <sub>2</sub>	n <sub>3</sub>	n <sub>4</sub>	m	n
1	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
2	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
3	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
4	0,016	0,006	0	0,003	0,02	1	0,045
5	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
6	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
7	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
8	0,016	0,001	0	0,003	0,017	1	0,037
9	0,016	0,001	0	0,003	0,017	1	0,037
10	0,016	0,001	0	0,003	0,017	1	0,037
11	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
12	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
12.1	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
12.2	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
13	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
14	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
15	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
16	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
17	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04
18	0,016	0,001	0	0,003	0,02	1	0,04

**Tabla 9-12. Valores estimados de rugosidad en la margen izquierda a partir de la fórmula de Cowan (1956) para el tramo de Galache**

Tramo de Romera					
Perfil con nivel de agua observado	Método Cowan (cota)	Diferencia Cowan-n.obsv (cm)	Tabla Chow (cota)	Diferencia Chow-n.obsv (cm)	Nivel observado agua (cota)
#0	230,35	+0,05	230,49	+0,19	230,3
#1	231,26	+0,26	231,43	+0,43	231
#2	231,59	+0,29	231,72	+0,42	231,3
#2.6	232,75	-0,65	232,54	-0,86	233,4
#3	232,71	-1,39	232,92	-1,18	234,1
#4	232,85	-0,9	233,07	-0,68	233,75
#5	233,07	-1,53	233,29	-1,31	234,6
#6	233,13	-0,12	233,36	+0,11	233,25
#7	233,13	-0,37	233,40	-0,10	233,50
#8	234,13	-1,27	234,22	-1,18	235,4
#8.6	235,63	-0,77	235,78	-0,62	236,4
#10	233,59	-0,01	236,82	+0,22	236,6
#11	237,57	+0,07	237,19	-0,31	237,5
#12	237,57	+0,37	237,71	+0,51	237,2
Diferencia media	0,58		0,53		-

**Tabla 9-13. Diferencias en los valores de cota alcanzados en la modelización empleando los métodos de Cowan y los valores de Chow para la rugosidad en el tramo de Romera**

Tramo de Cansini					
Perfil con nivel de agua observado	Método Cowan (cota)	Diferencia Cowan-n.obsv (cm)	Tabla Chow (cota)	Diferencia Chow-n.obsv (cm)	Nivel observado agua (cota)
#0	211,66	-0,74	211,83	-0,57	212,4
#1	211,85	-0,85	211,96	-0,74	212,7
#2	212,3	0	212,46	+0,16	212,3
#3	212,61	-0,19	212,75	-0,05	212,8
#4	212,75	-0,25	212,88	-0,22	213
#5	212,85	-0,15	213,01	+0,01	213
#6	212,97	-0,03	213,14	+0,14	213
#7	213,11	-0,09	213,29	+0,09	213,2
#8	213,44	-0,36	213,61	-0,19	213,8
#9	213,73	-0,27	213,88	-0,12	214
#10	214,25	-0,75	214,32	-0,68	215
#11	214,61	-0,37	214,72	-0,28	215
#12	214,75	-0,25	214,87	-0,13	215
Diferencia media	0,33		0,26		-

**Tabla 9-14. Diferencias en los valores de cota alcanzados en la modelización empleando los métodos de Cowan y los valores de Chow para la rugosidad en el tramo de Cansini**

Tramo de Galache					
Perfil con nivel de agua observado	Método Cowan (cota)	Diferencia Cowan-n.obvs (cm)	Tabla Chow (cota)	Diferencia Chow-n.obvs (cm)	Nivel observado agua (cota)
#11	184,42	-0,68	184,88	-0,22	185,1
#12,2	184,79	-0,01	185,27	-0,47	184,8
#14	184,87	-0,03	185,33	-0,43	184,9
#15	185,02	-0,78	185,51	-0,29	185,8
#16	185,33	-0,67	185,70	-0,3	186
#17	185,42	-0,48	185,79	-0,11	185,9
#18	186,04	-0,26	186,40	+0,1	186,3
Diferencia media Galache	0,42		0,27		-

**Tabla 9-15. Diferencias en los valores de cota alcanzados en la modelización empleando los métodos de Cowan y los valores de Chow para la rugosidad en el tramo de Galache**

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
12	0,77	0,97	1,29	0,91
11	0,89	1,04	2,52	1,33
10	1,09	0,85	2,54	1,3
9	0,97	1,2	1,84	1,29
8.6	1,03	1,12	1,86	1,25
8.3	1,01	1,17	1,71	1,23
8	0,96	1,37	1,95	1,35
7.8	1,08	1,41	1,91	1,42
7.6	1,1	1,47	2,02	1,5
7.4	1	1,6	1,92	1,56
7.2	1,01	1,63	1,99	1,62
7	1,04	1,67	2,09	1,69
6	0,63	0,74	0,88	0,72
5	0,76	0,46	0,94	0,74
4	1,08	0,97	2,45	1,25
3	0,71	0,5	1,26	0,69
2.6	0,84	0,65	1,73	0,92
2	1,56	1,72	3,9	2,16
1	0,76	0,66	1,63	0,83
0	1,08	1,22	1,31	1,16
Media	0,97	1,12	1,89	1,25

**Tabla 9-16. Valores de velocidad para los diferentes perfiles en el tramo de Romera ( $Q = 156 \text{ m}^3/\text{s}$  y rugosidad de Chow)**

---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
18	0,76	0,78	2,2	0,99
17	0,82	0,78	2,21	0,98
16	1,42	1,07	2,51	1,48
15	0,94	0,92	2,81	1,27
14	0,69	0,91	2,45	1,15
13	0,64	1,01	2,46	1,27
12	0,26	0,9	1,72	1,01
11	0,59	0,86	2,09	1,3
10	0,2	1,42	3,69	2
9	0,97	1	2,89	1,27
8	0,93	0,78	2,41	1,06
7	1,15	0,95	2,88	1,39
6	1,01	0,78	2,24	1,1
5	0,82	0,61	1,73	0,9
4	0,91	0,67	1,94	1,03
3	1	0,79	1,39	1,02
2	0,98	1,15	3,06	1,34
1	0,95	1,33	3,64	1,66
0	0,8	1,11	2,67	1,27
Media	0,83	0,94	2,47	1,24

**Tabla 9-17. Valores de velocidad para los diferentes perfiles en el tramo de Cansini (Q = 180 m<sup>3</sup>/s y rugosidad de Chow)**



---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
18	1,25	0,83	4,01	1,64
17	1,16	0,84	3,05	1,28
16	0,78	0,72	1,82	0,84
15	1,15	0,92	2,81	1,22
14	0,99	0,85	2,21	1,06
13	0,98	0,7	1,92	1,06
12	1,07	0,63	1,92	1,11
11	0,96	0,6	1,77	1
10	0,92	0,54	1,71	0,94
9	1,19	0,81	2,08	1,2
8	0,95	0,68	1,21	0,92
7	0,91	0,79	2,22	0,96
6	0,78	0,74	1,9	0,85
5	1,01	0,89	2,27	1,03
4	0,84	0,79	2,37	0,97
3	0,7	0,67	1,06	0,7
2.6	0,56	0,6	0,9	0,6
2	0,67	0,72	2,86	1,22
1	0,77	0,71	3,53	1,61
0	0,85	0,7	3,54	1,75
Media	0,9245	0,7365	2,258	1,098

**Tabla 9-18. Valores de velocidad para los diferentes perfiles en el tramo de Galache ( $Q = 300 \text{ m}^3/\text{s}$  y rugosidad de Chow)**

---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
12	22,36	31,43	67,23	27,43
11	31,8	40,25	112,07	42,76
10	41,04	28,5	95,19	40,6
9	34,69	48,11	102,6	49,62
8.6	39,23	56,18	109,68	55,94
8.3	37,31	58,78	99,46	54,73
8	48,6	92,43	138,54	76,75
7.8	45,39	85,56	131,34	74,2
7.6	47,79	93,16	147,09	82,97
7.4	40,63	81,68	132,61	74,77
7.2	41,81	85,53	142,93	80,71
7	44,9	91,29	157,99	89,23
6	12,94	16,65	26,38	15,74
5	17,39	8,33	27,09	15,7
4	40,3	34,03	88,75	40,72
3	14,94	9	23,14	12,76
2.6	22,66	15,37	43,27	21,47
2	94,62	109,53	244,05	116,94
1	20,2	16,52	41,31	20,59
0	40,76	49,04	75,87	45,95
Media	36,97	52,57	100,33	51,98

**Tabla 9-19. Valores del esfuerzo de cizalla para los diferentes perfiles en el tramo de Romera (Q = 156 m<sup>3</sup>/s y rugosidad de Chow)**

---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
18	20,09	20,75	45,59	22,39
17	22,31	20,69	46,06	22,84
16	70,6	45,82	149,66	61,5
15	32,09	30,94	76,98	35,02
14	18,4	27,81	57,33	28,63
13	17,92	35,49	72,81	36,89
12	3,87	25,03	35,78	24,02
11	14,06	24,97	51,51	29,48
10	4,09	76,4	174,29	84,38
9	36,12	37,77	86,43	40,38
8	31,41	24,28	60,74	30,09
7	46,68	35,28	85,71	46,63
6	33,42	22,75	51,66	30,98
5	21,98	14,15	34,96	20,3
4	26,89	16,95	43,86	25,83
3	31,82	22,27	51,27	31,25
2	37,29	47,32	95,08	44,36
1	39,24	66,05	138,51	59,49
0	26,11	42,57	73,5	37,93
Media	28,13	33,54	75,35	37,49

**Tabla 9-20. Valores del esfuerzo de cizalla para los diferentes perfiles en el tramo de Cansini (Q = 180 m<sup>3</sup>/s y rugosidad de Chow)**

---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
18	57	31	152,95	57,87
17	47,01	29,15	93,19	43,38
16	19,48	17,37	32,48	19,4
15	46,69	33,66	83	44,59
14	33,39	26,59	58,18	33,82
13	32,63	19,79	65,84	32,75
12	38,98	16,31	69,01	37,03
11	30,78	11,93	57,51	28,88
10	28,78	12,9	53,68	25,92
9	48,26	27,48	82,89	44,7
8	29,15	17,73	46,15	26,34
7	27,12	21,99	48,51	25,98
6	19,2	17,85	33,82	19,12
5	32,3	26,62	50,21	29,45
4	23,1	21,27	51,16	23,31
3	14,74	13,95	22,45	14,51
2.6	9,55	10,44	15,7	10,32
2	17,46	19,33	71,35	22,77
1	23,92	21,36	109,23	29,55
0	28,48	21,33	112,93	33,62
Media	30,40	20,90	65,51	30,17

**Tabla 9-21. Valores del esfuerzo de cizalla para los diferentes perfiles en el tramo de Galache (Q = 300 m<sup>3</sup>/s y rugosidad de Chow)**

---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
12	17,31	30,54	86,76	24,94
11	28,2	41,78	281,93	56,85
10	44,56	24,26	241,44	52,84
9	33,48	57,76	188,39	63,87
8.6	40,48	63,14	204,23	69,88
8.3	37,62	68,79	170,14	67,16
8	46,56	126,86	270,72	103,91
7.8	49,01	120,83	250,39	105,48
7.6	52,44	136,72	296,93	124,28
7.4	40,73	130,42	254,33	116,72
7.2	42,2	139,1	284,65	130,5
7	46,67	152,3	330,42	150,68
6	8,13	12,37	23,16	11,31
5	13,15	3,86	25,41	11,56
4	43,72	32,98	217,29	51
3	10,55	4,53	29,14	8,86
2.6	19,1	10,01	74,88	19,71
2	147,33	188,03	953,02	252,03
1	15,33	10,96	67,31	17,01
0	44,07	59,99	99,32	53,19
Media	39,03	70,76	217,49	74,59

**Tabla 9-22. Valores de la potencia fluvial para los diferentes perfiles en el tramo de Romera ( $Q = 156 \text{ m}^3/\text{s}$  y rugosidad de Chow)**

---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
18	15,33	16,19	100,13	22,13
17	18,22	16,06	101,62	22,31
16	100,34	48,82	376,1	90,97
15	30,2	28,41	216,42	44,43
14	12,68	25,22	140,37	32,79
13	11,53	35,99	178,78	46,86
12	1,01	22,56	61,4	24,21
11	8,25	21,48	107,73	38,24
10	0,82	108,5	643,47	168,57
9	35,06	37,76	250,1	51,1
8	29,25	19,04	146,34	31,87
7	53,7	33,68	246,45	64,58
6	33,63	17,72	115,85	34,2
5	18,1	8,69	60,33	18,21
4	24,52	11,37	85,24	26,58
3	31,7	17,48	71,38	31,78
2	36,72	54,62	291,22	59,35
1	37,16	87,95	503,64	98,97
0	20,99	47,38	196,26	48,11
Media	27,33	34,68	204,89	50,28

**Tabla 9-23. Valores de la potencia fluvial para los diferentes perfiles en el tramo de Cansini ( $Q = 180 \text{ m}^3/\text{s}$  y rugosidad de Chow)**

---

Perfil	M izq.	M dcha.	Canal	Total
18	71,04	25,74	613,46	95,02
17	54,52	24,58	284,32	55,34
16	15,15	12,51	59,19	16,21
15	53,72	31,13	233,55	54,33
14	33,1	22,64	128,45	35,96
13	32	13,9	126,24	34,59
12	41,78	10,31	132,54	41,04
11	29,4	7,16	102,06	28,75
10	26,6	6,98	92,05	24,28
9	57,23	22,38	172,6	53,45
8	27,8	12,14	56,06	24,14
7	24,56	17,31	107,9	24,92
6	15	13,29	64,22	16,3
5	32,79	23,74	113,95	30,47
4	19,36	16,86	121,39	22,63
3	10,25	9,35	23,86	10,14
2.6	5,36	6,22	14,17	6,2
2	11,75	13,92	204,41	27,82
1	18,4	15,24	385,42	47,43
0	24,15	14,91	399,87	58,92
Media	30,20	16,02	171,79	35,40

**Tabla 9-24. Valores de la potencia fluvial para los diferentes perfiles en el tramo de Galache ( $Q = 300 \text{ m}^3/\text{s}$  y rugosidad de Chow)**

**Profile Output Table - Standard Table 1**

File Options Std. Tables Help

HEC-RAS Plan: 156 Chow River: rivillas Reach: romera

Reach	River Sta	Q Total (m3/s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m2)	Top Width (m)	Froude # Chl
romera	12	156.00	233.60	237.78		237.82	0.002687	1.29	171.60	163.33	0.24
romera	11	156.00	233.10	237.27		237.44	0.004864	2.52	117.36	129.30	0.49
romera	10	156.00	232.70	236.91		237.06	0.004014	2.54	119.88	114.59	0.48
romera	9	156.00	232.30	236.55		236.65	0.004145	1.84	121.20	97.72	0.34
romera	8.66666*	156.00	231.47	235.86		235.96	0.004541	1.86	124.88	97.55	0.34
romera	8.33333*	156.00	230.63	235.16		235.25	0.004271	1.71	127.14	95.06	0.31
romera	8	156.00	229.80	234.30		234.41	0.006630	1.95	115.21	94.90	0.37
romera	7.8*	156.00	229.72	234.15		234.27	0.006212	1.91	109.74	87.56	0.36
romera	7.6*	156.00	229.64	233.99		234.12	0.006932	2.02	104.15	82.95	0.38
romera	7.4*	156.00	229.56	233.83		233.97	0.006228	1.92	99.93	79.41	0.36
romera	7.2*	156.00	229.48	233.67		233.81	0.006703	1.99	96.48	76.49	0.38
romera	7	156.00	229.40	233.49		233.64	0.007463	2.09	92.38	73.79	0.40
romera	6	156.00	229.00	233.45		233.47	0.001058	0.88	217.06	141.20	0.16
romera	5	156.00	228.80	233.37		233.40	0.001133	0.94	211.93	147.82	0.17
romera	4	156.00	228.50	233.15		233.28	0.003749	2.45	124.55	110.21	0.43
romera	3	156.00	228.20	233.00		233.03	0.000934	1.26	224.71	158.99	0.22
romera	2.66666*	156.00	227.97	232.83		232.89	0.001699	1.73	169.91	129.65	0.30
romera	2	156.00	227.50	231.77	231.77	232.18	0.013028	3.90	72.39	76.41	0.76
romera	1	156.00	227.20	231.50		231.54	0.002025	1.63	188.83	179.54	0.31
romera	0	156.00	226.00	230.56	229.82	230.63	0.004002	1.31	134.77	112.10	0.24

Total flow in cross section.

Inicio HEC-RAS Microsoft PowerPoint... Profile Output Table ... 17:00

**Tabla 9-25. Resultados de la modelización en el tramo de Romera para las distintas variables y caudal de 156 m3/s (rugosidad mediante el método de Chow)**

**Profile Output Table - Standard Table 1**

File Options Std. Tables Help

HEC-RAS Plan: 156 Cowan River: rivillas Reach: romera

Reach	River Sta	Q Total (m3/s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m2)	Top Width (m)	Froude # Chl
romera	12	156.00	233.60	237.62		237.69	0.003034	1.32	147.26	157.58	0.25
romera	11	156.00	233.10	237.03		237.23	0.005905	2.61	88.88	110.15	0.53
romera	10	156.00	232.70	236.66		236.83	0.003786	2.32	94.06	97.85	0.46
romera	9	156.00	232.30	236.32		236.45	0.003854	1.68	99.68	87.85	0.33
romera	8.66666*	156.00	231.47	235.70		235.81	0.004087	1.70	109.76	92.81	0.32
romera	8.33333*	156.00	230.63	235.05		235.15	0.004182	1.65	116.68	91.94	0.31
romera	8	156.00	229.80	234.20		234.32	0.006587	1.90	106.18	90.43	0.36
romera	7.8*	156.00	229.72	234.04		234.17	0.006831	1.95	100.44	84.12	0.37
romera	7.6*	156.00	229.64	233.88		234.02	0.007091	1.99	94.87	79.62	0.38
romera	7.4*	156.00	229.56	233.69		233.85	0.007443	2.03	88.96	75.44	0.40
romera	7.2*	156.00	229.48	233.48		233.67	0.007830	2.05	82.60	71.41	0.41
romera	7	156.00	229.40	233.21		233.45	0.009501	2.20	72.76	67.51	0.45
romera	6	156.00	229.00	233.20		233.24	0.000993	0.81	183.15	136.84	0.15
romera	5	156.00	228.80	233.14		233.18	0.000846	0.77	179.04	133.05	0.14
romera	4	156.00	228.50	232.92		233.08	0.004153	2.45	100.48	97.48	0.45
romera	3	156.00	228.20	232.78		232.82	0.000905	1.19	189.78	153.08	0.21
romera	2.66666*	156.00	227.97	232.61		232.68	0.001607	1.61	143.09	119.69	0.29
romera	2	156.00	227.50	231.64	231.64	232.02	0.011490	3.55	62.66	72.22	0.70
romera	1	156.00	227.20	231.32		231.37	0.001826	1.48	156.89	177.23	0.29
romera	0	156.00	226.00	230.42	229.80	230.51	0.004003	1.27	119.14	107.20	0.24

Total flow in cross section.

Inicio HEC-RAS Microsoft PowerPoint... Profile Output Table ... 17:01

**Tabla 9-26. Resultados de la modelización en el tramo de Romera para las distintas variables y caudal de 156 m3/s (rugosidad mediante el método de Cowan)**



Microsoft PowerPoint - [Presentación1]

Profile Output Table - Standard Table 1

File Options Std. Tables Help

HEC-RAS Plan: 160 Chow River: Rivillas Reach: Cansini

Reach	River Sta	Obs WS (m)	Q Total (m <sup>3</sup> /s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m <sup>2</sup> )	Top Width (m)	Froude # Chl
Cansini	18		160.00	212.50	215.44		215.53	0.001814	2.09	169.30	147.02	0.43
Cansini	17		160.00	212.40	215.39		215.48	0.001848	2.11	171.65	148.94	0.43
Cansini	16		160.00	212.30	215.21		215.37	0.007129	2.48	110.12	129.85	0.53
Cansini	15		160.00	212.20	215.05		215.25	0.003691	2.79	128.09	138.74	0.59
Cansini	14		160.00	212.10	215.02		215.15	0.002468	2.38	144.84	131.57	0.49
Cansini	13		160.00	212.00	214.91		215.05	0.003450	2.41	129.43	125.12	0.52
Cansini	12	215.00	160.00	211.80	214.87		214.93	0.001632	1.64	167.06	119.65	0.35
Cansini	11	215.00	160.00	211.70	214.72		214.85	0.002075	1.98	130.45	101.10	0.41
Cansini	10	215.00	160.00	211.60	214.32	214.32	214.68	0.009301	3.55	83.56	94.92	0.81
Cansini	9	214.00	160.00	211.40	213.88		214.06	0.004829	2.85	130.04	161.97	0.66
Cansini	8	213.80	160.00	211.20	213.61		213.72	0.003609	2.39	153.91	186.78	0.57
Cansini	7	213.20	160.00	210.90	213.29		213.47	0.004856	2.82	118.59	126.77	0.66
Cansini	6	213.00	160.00	210.70	213.14		213.24	0.002771	2.17	150.53	140.11	0.50
Cansini	5	213.00	160.00	210.40	213.01		213.07	0.001733	1.67	185.74	167.32	0.37
Cansini	4	213.00	160.00	210.20	212.88		212.96	0.002033	1.86	163.36	137.31	0.41
Cansini	3	212.80	160.00	210.00	212.75		212.80	0.002316	1.33	166.65	133.16	0.29
Cansini	2	212.30	160.00	209.80	212.46		212.65	0.005041	3.02	122.45	143.96	0.66
Cansini	1	212.70	160.00	209.50	211.96	211.96	212.27	0.007545	3.48	100.33	136.59	0.82
Cansini	0	212.40	160.00	209.30	211.83	211.59	211.98	0.004003	2.60	130.35	144.55	0.60

Inicio HEC-RAS Microsoft PowerPoint... Profile Output Table ... 17:16

**Tabla 9-27. Resultados de la modelización en el tramo de Cansini para las distintas variables y caudal de 160 m<sup>3</sup>/s (rugosidad mediante el método de Chow)**

Microsoft PowerPoint - [Presentación1]

Profile Output Table - Standard Table 1

File Options Std. Tables Help

HEC-RAS Plan: 160 Cowan River: Rivillas Reach: Cansini

Reach	River Sta	Obs WS (m)	Q Total (m <sup>3</sup> /s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m <sup>2</sup> )	Top Width (m)	Froude # Chl
Cansini	18		160.00	212.50	215.32		215.39	0.001366	1.76	152.13	140.26	0.37
Cansini	17		160.00	212.40	215.26		215.35	0.001927	2.07	151.81	142.68	0.43
Cansini	16		160.00	212.30	215.04		215.23	0.007571	2.42	88.25	120.34	0.53
Cansini	15		160.00	212.20	214.94		215.10	0.003259	2.54	112.49	137.75	0.55
Cansini	14		160.00	212.10	214.90		215.02	0.002321	2.23	129.21	129.34	0.47
Cansini	13		160.00	212.00	214.78		214.92	0.003533	2.34	112.92	123.09	0.52
Cansini	12	215.00	160.00	211.80	214.75		214.81	0.001387	1.45	152.29	116.14	0.32
Cansini	11	215.00	160.00	211.70	214.61		214.74	0.002087	1.92	119.15	99.98	0.41
Cansini	10	215.00	160.00	211.60	214.25	214.25	214.57	0.008427	3.32	77.53	93.34	0.77
Cansini	9	214.00	160.00	211.40	213.73		213.91	0.005113	2.78	105.88	161.17	0.67
Cansini	8	213.80	160.00	211.20	213.44		213.56	0.003822	2.30	122.79	179.34	0.57
Cansini	7	213.20	160.00	210.90	213.11		213.30	0.005113	2.70	96.43	122.51	0.67
Cansini	6	213.00	160.00	210.70	212.97		213.07	0.002620	1.98	126.26	134.84	0.48
Cansini	5	213.00	160.00	210.40	212.85		212.91	0.001548	1.50	158.99	164.57	0.35
Cansini	4	213.00	160.00	210.20	212.75		212.82	0.001657	1.60	144.50	134.05	0.36
Cansini	3	212.80	160.00	210.00	212.61		212.68	0.002376	1.29	148.83	131.25	0.29
Cansini	2	212.30	160.00	209.80	212.30		212.52	0.005830	3.08	99.69	139.47	0.71
Cansini	1	212.70	160.00	209.50	211.85	211.85	212.13	0.006855	3.19	86.47	132.45	0.77
Cansini	0	212.40	160.00	209.30	211.66	211.47	211.82	0.004005	2.45	107.12	141.22	0.59

Inicio HEC-RAS Microsoft PowerPoint... Profile Output Table ... 17:15

**Tabla 9-28. Resultados de la modelización en el tramo de Cansini para las distintas variables y caudal de 160 m<sup>3</sup>/s (rugosidad mediante el método de Cowan)**

Microsoft PowerPoint - [Presentación]

Profile Output Table - Standard Table 1

File Options Std. Tables Help

HEC-RAS Plan: 180 Chow River: Rivillas Reach: Cansini

Reach	River Sta	Obs W/S (m)	Q Total (m3/s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m2)	Top Width (m)	Froude # Chl
Cansini	18		180.00	212.50	215.52		215.63	0.001911	2.20	182.09	151.87	0.44
Cansini	17		180.00	212.40	215.48		215.57	0.001939	2.21	184.29	152.70	0.44
Cansini	16		180.00	212.30	215.30		215.46	0.006982	2.51	121.69	134.62	0.52
Cansini	15		180.00	212.20	215.15		215.34	0.003534	2.81	141.87	139.62	0.58
Cansini	14		180.00	212.10	215.11		215.25	0.002490	2.45	157.16	133.31	0.50
Cansini	13		180.00	212.00	215.01		215.15	0.003384	2.46	141.72	126.61	0.51
Cansini	12		180.00	211.80	214.97		215.03	0.001696	1.72	178.52	122.30	0.36
Cansini	11		180.00	211.70	214.80		214.95	0.002220	2.09	138.74	101.95	0.43
Cansini	10		180.00	211.60	214.39	214.39	214.77	0.009620	3.69	90.10	99.62	0.83
Cansini	9		180.00	211.40	213.95		214.13	0.004724	2.89	142.23	162.28	0.66
Cansini	8		180.00	211.20	213.70		213.81	0.003456	2.41	169.94	190.51	0.56
Cansini	7		180.00	210.90	213.38		213.56	0.004745	2.88	129.96	128.90	0.66
Cansini	6		180.00	210.70	213.23		213.33	0.002784	2.24	163.06	142.76	0.51
Cansini	5		180.00	210.40	213.10		213.16	0.001738	1.73	200.73	167.75	0.38
Cansini	4		180.00	210.20	212.97		213.05	0.002109	1.94	174.94	139.28	0.42
Cansini	3		180.00	210.00	212.83		212.88	0.002433	1.39	176.99	134.25	0.30
Cansini	2		180.00	209.80	212.54		212.74	0.004915	3.06	134.53	145.11	0.66
Cansini	1		180.00	209.50	212.01	212.01	212.35	0.007914	3.64	108.19	138.89	0.84
Cansini	0		180.00	209.30	211.91	211.66	212.06	0.004002	2.67	141.92	146.07	0.61

Inicio HEC-RAS Microsoft PowerPoint... Profile Output Table ... 17:15

**Tabla 9-29. Resultados de la modelización en el tramo de Cansini para las distintas variables y caudal de 180 m3/s (rugosidad mediante el método de Chow)**

Profile Output Table - Standard Table 1

File Options Std. Tables Help

HEC-RAS Plan: 267 Chow River: rivillas Reach: galache

Reach	River Sta	Q Total (m3/s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m2)	Top Width (m)	Froude # Chl
galache	18	267.00	182.70	186.40	186.40	186.75	0.006166	3.85	169.60	193.30	0.66
galache	17	267.00	182.40	185.79		185.96	0.004904	3.07	212.50	241.58	0.55
galache	16	267.00	182.10	185.70		185.75	0.001455	1.76	336.08	267.27	0.31
galache	15	267.00	181.90	185.51		185.63	0.004799	2.78	224.88	244.77	0.48
galache	14	267.00	181.70	185.33		185.41	0.002948	2.14	262.75	239.66	0.37
galache	13	267.00	181.60	185.27		185.33	0.002861	1.85	264.99	244.80	0.34
galache	12.2	267.00	181.60	185.27		185.33	0.003431	1.87	251.84	241.39	0.32
galache	12.1	267.00	181.40	185.12		185.18	0.002656	1.72	281.47	270.29	0.29
galache	12	267.00	181.40	185.12		185.17	0.002500	1.67	297.93	300.57	0.28
galache	11	267.00	181.20	184.88		184.96	0.004251	2.00	236.55	240.84	0.35
galache	10	267.00	181.00	184.79		184.83	0.001994	1.14	314.22	264.95	0.19
galache	9	267.00	180.80	184.70		184.76	0.001965	2.06	303.24	262.41	0.35
galache	8	267.00	180.60	184.65		184.70	0.001154	1.73	345.78	244.80	0.28
galache	7	267.00	180.40	184.55		184.62	0.001832	2.02	289.76	218.84	0.33
galache	6	267.00	180.30	184.50		184.57	0.001446	2.07	313.99	245.47	0.34
galache	5	267.00	180.20	184.50		184.52	0.000738	0.93	434.06	277.26	0.15
galache	4	267.00	180.00	184.49		184.51	0.000470	0.79	504.93	288.51	0.12
galache	3	267.00	179.80	184.33	183.89	184.47	0.001360	2.24	281.35	247.09	0.35
galache	2	267.00	179.60	183.34	183.34	184.29	0.007522	4.60	91.66	110.11	0.79
galache	1	267.00	179.20	182.79	182.79	183.28	0.004288	3.53	144.29	184.89	0.61

Total flow in cross section.

Inicio HEC-RAS Profile Ou... Exploran... Microsoft ... 17:04

**Tabla 9-30. Resultados de la modelización en el tramo de Galache para las distintas variables y caudal de 267 m3/s (rugosidad mediante el método de Chow)**

Profile Output Table - Standard Table 1											
HEC-RAS Plan: 267_Cowan River: rivillas Reach: galache											
Reach	River Sta	Q Total (m3/s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m2)	Top Width (m)	Froude # Chl
galache	18	267.00	182.70	186.04	186.04	186.39	0.004888	3.18	106.71	147.33	0.58
galache	17	267.00	182.40	185.42	185.42	185.68	0.004708	2.78	124.59	227.67	0.52
galache	16	267.00	182.10	185.33		185.40	0.000722	1.15	239.22	258.69	0.21
galache	15	267.00	181.90	185.02	185.02	185.30	0.005609	2.71	116.09	200.32	0.51
galache	14	267.00	181.70	184.87		185.02	0.001844	1.54	159.80	203.41	0.28
galache	13	267.00	181.60	184.82		184.97	0.002404	1.53	160.39	228.77	0.31
galache	12.2	267.00	181.60	184.79		184.97	0.003048	1.60	145.19	207.52	0.29
galache	12.1	267.00	181.40	184.71		184.83	0.001880	1.34	176.39	234.88	0.24
galache	12	267.00	181.40	184.71		184.83	0.001885	1.34	179.61	264.95	0.24
galache	11	267.00	181.20	184.42		184.64	0.004274	1.81	132.99	211.47	0.34
galache	10	267.00	181.00	184.37		184.46	0.002919	1.27	206.45	248.55	0.23
galache	9	267.00	180.80	184.18		184.34	0.004382	2.77	173.48	240.41	0.51
galache	8	267.00	180.60	184.13		184.21	0.001689	1.89	224.60	219.60	0.33
galache	7	267.00	180.40	184.01		184.13	0.001327	1.55	174.61	200.86	0.27
galache	6	267.00	180.30	183.99		184.09	0.001028	1.59	195.71	219.65	0.28
galache	5	267.00	180.20	184.01		184.05	0.000316	0.55	300.43	262.87	0.10
galache	4	267.00	180.00	184.01		184.04	0.000187	0.46	370.06	276.15	0.08
galache	3	267.00	179.80	183.84	183.66	184.01	0.001694	2.31	166.31	221.70	0.38
galache	2	267.00	179.60	183.37	183.37	183.89	0.004570	3.61	94.93	116.01	0.62
galache	1	267.00	179.20	182.62	182.62	182.97	0.003450	3.06	114.98	158.08	0.54

Total flow in cross section.

**Tabla 9-31. Resultados de la modelización en el tramo de Galache para las distintas variables y caudal de 267 m3/s (rugosidad mediante el método de Cowan)**

Profile Output Table - Standard Table 1											
HEC-RAS Plan: 300_Chow River: rivillas Reach: galache											
Reach	River Sta	Q Total (m3/s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m2)	Top Width (m)	Froude # Chl
galache	18	300.00	182.70	186.47	186.47	186.83	0.006528	4.01	182.72	198.31	0.69
galache	17	300.00	182.40	185.88		186.04	0.004647	3.05	235.16	242.64	0.53
galache	16	300.00	182.10	185.79		185.84	0.001508	1.82	358.92	269.26	0.31
galache	15	300.00	181.90	185.60		185.71	0.004750	2.81	246.17	252.56	0.48
galache	14	300.00	181.70	185.41		185.49	0.003038	2.21	282.15	243.99	0.38
galache	13	300.00	181.60	185.34		185.42	0.002954	1.92	284.09	247.61	0.35
galache	12.2	300.00	181.60	185.34		185.42	0.003531	1.92	270.70	246.87	0.32
galache	12.1	300.00	181.40	185.19		185.25	0.002737	1.77	301.40	274.46	0.30
galache	12	300.00	181.40	185.20		185.25	0.002552	1.71	320.32	304.79	0.29
galache	11	300.00	181.20	184.94		185.03	0.004524	2.08	250.89	244.63	0.36
galache	10	300.00	181.00	184.84		184.89	0.002221	1.21	327.38	266.57	0.21
galache	9	300.00	180.80	184.73		184.81	0.002270	2.22	312.71	263.95	0.37
galache	8	300.00	180.60	184.67		184.73	0.001386	1.90	352.06	246.03	0.31
galache	7	300.00	180.40	184.55		184.63	0.002309	2.27	289.92	218.87	0.37
galache	6	300.00	180.30	184.48		184.57	0.001908	2.37	309.02	244.66	0.39
galache	5	300.00	180.20	184.49		184.51	0.000966	1.06	429.20	276.92	0.18
galache	4	300.00	180.00	184.47		184.49	0.000616	0.90	498.92	287.87	0.14
galache	3	300.00	179.80	184.18		184.42	0.002329	2.86	245.56	241.70	0.45
galache	2	300.00	179.60	183.86	183.86	184.30	0.003663	3.53	186.89	222.79	0.57
galache	1	300.00	179.20	182.92	182.92	183.39	0.004098	3.54	171.21	200.11	0.60

Total flow in cross section.

**Tabla 9-32. Resultados de la modelización en el tramo de Galache para las distintas variables y caudal de 300 m3/s (rugosidad mediante el método de Chow)**